

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO PLÚTON
MONZONÍTICO-MONZODIORÍTICO DE PIRACAIA (SP)

Bruno Salmoni

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF –2007/09)

SÃO PAULO
2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO PLÚTON
MONZONÍTICO-MONZODIORÍTICO DE PIRACAIA (SP)

Bruno Salmoni



Orientador – Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Trabalho de Formatura

TF 2007 / 09

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024093

São Paulo

2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO PLÚTON
MONZONÍTICO-MONZODIORÍTICO DE PIRACAIA (SP)

Trabalho de Formatura
TF 2007 / 09



Bruno Salmoni

Bruno Salmoni

p/CTF-2007 *[Signature]*

Orientador: Valdecir de Assis Janasi

São Paulo
2007

Agradecimentos

Este trabalho é pessoal, mas nunca teria se realizado sem a ajuda de muitas pessoas, direta ou indiretamente.

Primeiramente, agradeço à minha querida família: Meu pai Guido, minha mãe Amélia e meu irmão Fabio, por todo o carinho e compreensão, além da força que tiveram para enfrentar todas as dificuldades ao longo de todos esses anos.

Um agradecimento mais que especial para minha namorada e companheira Fé Matsu, por estar comigo em todos os momentos, me aturar do jeito que eu sou e por agüentar minha ausência durante as inúmeras viagens de campo. Te amo.

Agradeço também aos meus companheiros de Santa Cruz, responsáveis desde minha infância pela construção do meu caráter: PH, Júlio, Naga, Carol, Dalprá, Flávio, Marcos, Strambi, Milani, Jubs, Paula, Rê, Talita, William, Laura, Madrugá, Victor, Kships, Boca, Diogo, Clara, Lu, Titero, Krempel, Snake, Olívia. Alguns desses até se interessam pelas abobrinhas que eu conto sobre geologia.

Agradeço aos meus colegas e amigos de faculdade, por cinco anos de alegrias em sala de aula, em campo e por esse mundão afora: Rogério Lacraia, Roberta Pisa, Ana, Marcus Xabi, Rodrigo Café, Leonardo Gyra, Emiliano Kiwi, Thaís Tchitcho, Guilherme Alemão, Ana Treme-Treme, Maíra Cika, Igor Cepê, Rafael Pokémongo, Cynthia Fun, Cícero Fafá, Fábio Bydeh, Brenda, Talita Xoca, Talita Pocotó, Júlia Dorival, André Codorna, Daina, Paulo Langão, Maurício Borboleta, Jorge Bizarro, Grace, Priscila, Thaís. Aqui vão também os agradecimentos ao pessoal do time do handgeo: Tiago Trena, Júlio Chachá, Enos Rosa, Fred Jaú, Gustavo Tampax, Alexandre Monocelha, André Alemão e Rafa Zimak.

Aos professores Mário Campos, Renato Moraes, Renato Almeida e Paulo César Giannini, por me ensinarem geologia cada um à sua maneira, mas enriquecendo meu conhecimento e meu gosto por essa ciência maravilhosa.

Ao meu orientador Valdecir de Assis Janasi, por todo o apoio desde a Iniciação Científica, me ensinando aquilo que podia, melhorando minha capacidade de percepção e desenvolvendo meu espírito crítico, sempre aumentando meu interesse pelas rochas plutônicas, suas sutilezas e sua evolução.

Ao pessoal dos laboratórios: Marcão, Angélica, Paulinho, Zé Paulo, Sandra, Margareth, por todo o auxílio durante os anos de trabalho.

Por fim, à Fapesp, pelo fornecimento de bolsa de iniciação científica, e ao Instituto de Geociências, pela disponibilização dos laboratórios e equipamentos que permitiram a realização deste trabalho.

Índice de capítulos

Resumo	i
Abstract	ii
1. Introdução	i
2. Situação geológica	1
2.1. Contexto geológico.....	1
2.2. O Plúton Piracaia	3
3. Objetivos	6
4. Materiais e métodos	7
4.1. Familiarização com a geologia local	7
4.2. Compilação dos mapas.....	7
4.3. Petrografia.....	7
4.4. Química mineral.....	8
4.5. Química de Rochas.....	8
5. Caracterização geológica do plúton	9
6. Petrografia	13
6.1 – Caracterização microscópica dos minerais.....	14
6.1.1 – Minerais félsicos	14
6.1.2 – Anfibólio.....	14
6.1.3 – Biotita.....	15
6.1.4 – Outros minerais máficos	16
6.2 – Relações texturais minerais dos minerais máficos	16
6.2.1 – Associações pseudomórficas.....	16
6.2.2 – Texturas associadas à deformação em estado sólido	17
7. Química mineral	24
7.1 – Química mineral de anfibólio.....	24
7.2 – Química mineral de biotita.....	30
7.3 – Química mineral de plagioclásio	32
8. Condições de cristalização	34
8.1 – Temperatura.....	34
8.2 – Pressão	35
8.3 – Resultados	37
8.4 – Estimativa de fO_2 a partir de $mg\#$	38
9. Química de Rochas	40
9.1 – Observações gerais	40
9.1.1 – Diagramas binários de variação química:	40
9.1.2 – Diagramas de ETR:.....	41
9.1.3 – Diagrama multi-elementares normalizados (spidergrams):	42
9.2 – Análise dos dados	46
9.2.2 – Inferências a partir do comportamento dos elementos maiores e menores.....	46
9.2.3 – Inferências a partir do comportamento dos elementos traço.....	46
10. Discussão dos dados obtidos	49
10.1 – Aspectos de campo e petrográficos.....	49
10.2 – Química mineral	49
10.3 – Condições de cristalização.....	50
10.4 – Química de rochas	50
11. Conclusão: evolução magmática do plúton de Piracaia	52
Referências Bibliográficas	53
Pranchas fotográficas	11
Pranchas fotomicrográficas	18
Anexos	57

Índice de figuras

Figura 1 – Mapa geológico esquemático da região de Atibaia-Piracaia-Nazaré Paulista, com ênfase nos corpos de granito.....	2
Figura 2 – Mapa geológico simplificado do Plúton Monzonítico-Monzodiorítico de Piracaia	5
Figura 3 – diagramas binários de classificação de hornblendas (a) $Na+K < 0,5$ (b) $Na+K > 0,5$, $Fe^{3+} > Al^{IV}$. (c) diagrama genérico Si x mg#.....	26
Figura 4 – diagramas que ilustram as trocas catiônicas: (a) troca edenítica: $\square^A + Si \rightleftharpoons (Na, K)^A + Al^{IV}$ (b) troca tschermakítica: $Si + Mg^{2+} \rightleftharpoons Al^{IV} + Al^{VI}$ (c) troca Ti-tschermakítica: $Mg + 2Si \rightleftharpoons Ti + 2 Al^{IV}$	27
Figura 5 – diagramas complementares: (a) diagrama Si x (Na,K) (b) relação Fe^{2+} x Mg (c) relação Ti x Mg.....	28
Figura 6 – (a) Classificação das biotitas estudadas (b) Relação Fe^{2+} x Mg.	31
Figura 7 – diagramas complementares, que usam fe# como índice de fracionamento: (a) fe# x Si (b) fe# x Ti.....	32
Figura 8 – Classificação dos cristais de plagioclásio analisados.....	33
Figura 9 – Inferência de fO_2 a partir de fe#.....	39
Figura 10 – diagramas binários de variação química para elementos maiores e menores, utilizando SiO_2 como índice de fracionamento	43
Figura 11 – diagramas binários de variação química para elementos traço e razões A/NK, A/CNK e mg#,.....	44
Figura 12 – diagramas binários de variação química para ETR e elementos incompatíveis (spidergrams).	45

Resumo

O plúton Piracaia é uma intrusão pós-orogênica neoproterozóica (~580 Ma) caracterizada por ampla variação modal, desde dioritos até quartzo sienitos, com predomínio de monzodioritos e monzonitos. A partir de saídas a campo e coletas de novas amostras com ênfase nas rochas mais evoluídas, para as quais são poucos os dados existentes, foram realizadas análises petrográficas, de química mineral (com ênfase nos minerais máficos – biotita, horblenda) e de química de rochas. Esses dados foram usados para estimar as condições de cristalização com base na composição de horblenda e plagioclásio e elaborar um modelo de evolução magmática.

Os dados químicos de rocha, incluindo os diagramas de ETR e *spidergrams* para elementos-traço, demonstram que algumas unidades do plúton têm grande afinidade – monzodioritos finos, monzonitos microporfíricos, sienitos e vênulas sieníticas – e são diferentes de um segundo grupo de rochas que apresenta razão $Ba/Rb(N) < 1$ e fortes anomalias negativas para Sr, P e Ti – quartzo sienitos. Os quartzo monzonitos parecem ser uma unidade intermediária entre estes dois conjuntos, apresentando características de ambas.

As temperaturas de cristalização (*solidus*) para as diferentes unidades do maciço, estimadas a partir do geotermômetro de Blundy & Holland (1990), variam de 680°C a 756°C. Os valores de pressão, estimados pelo método de Anderson & Smith (1995), variam de 4,0 a 4,8 kbar.

A variação faciológica encontrada no Plúton de Piracaia foi explicada em trabalhos anteriores como decorrente de processo de cristalização fracionada, em que as unidades mais félsicas seriam originadas por fracionamento do magma parental das unidades mais máficas. No entanto, os novos dados de campo e laboratório indicam a existência de texturas e composições sugestivas de hibridismo, e que processos de coexistência e mistura parcial de magmas, somados ao fracionamento, teriam grande importância para sua geração.

Abstract

The Piracaia pluton is a neoproterozoic (~580 Ma) post-orogenic occurrence showing a wide modal variation, from diorites to quartz syenites, with predominance of monzodiorites and monzonites. New field work and sample collection focused on the most felsic units, for which previous work did not provide enough data allowed for the obtaintion of petrographic, mineral chemistry (emphasizing mafic minerals such as biotite and hornblende) and rock chemistry analyses. These new data were used to estimate the crystallization conditions of the magma, and to elaborate a model of magmatic evolution.

Whole-rock geochemistry, including REE diagrams and trace-element spidergrams, show a chemical affinity among monzodiorites, monzonites, syenites and syenitic veins. The quartz syenites behave differently, with $Ba/Rb(N) < 1$ and strong negative anomalies of Sr, P and Ti. Quartz monzonites appear to be intermediate between these two groups..

Crystallization temperatures (*solidus*), estimated from the Blundy & Holland (1990) geothermometer, vary from 680°C in microporphyritic monzonites to 756°C in quartz monzonites. Pressures, estimed from the Anderson & Smith (1995) method, vary from 4,0 to 4,8 kbar.

The faciologic variation observed in the Piracaia Pluton has been interpreted in previous works to be mostly a result of fractionated crystallization, with the felsic units being generated by filter pressing from the parent magma to the more mafic units. However, the new field and laboratory data show the existence of textural and chemical compositions suggestive of hybridization, and processes such as commingling and partial mixture of magmas, in addition to fractionation, seem to be of great importance to their generation.

1. Introdução

O Plúton Monzonítico-Monzodiorítico de Piracaia é uma ocorrência plutônica singular no contexto do magmatismo granítico neoproterozóico do SE do Brasil, em vista de sua constituição predominantemente máfica a intermediária, mas com ampla variação composicional (entre gabro e quartzo sienito), seu caráter notavelmente rico em elementos incompatíveis e também pela presença de estruturas magmáticas complexas, com coexistência de tipos texturais contrastados em escala de afloramento. Foi alvo de diversos estudos de caráter petrológico a partir da década de 80 (Campos Neto & Artur, 1983; Janasi & Ulbrich, 1987; Artur *et al.*, 1994; Gomes & Platvoet, 1994; Gomes, 1995; Wernick & Menezes, 2001), que trouxeram importante contribuição para a sua caracterização, para a compreensão dos mecanismos de evolução magmática envolvidos e para a identificação de suas áreas-fonte no manto subcontinental. Apesar disto, observa-se a necessidade de melhor caracterização de alguns aspectos importantes de sua evolução magmática, como a determinação das condições de cristalização (T , P , fO_2) e a estimativa mais precisa do papel de processos evolutivos em sistema aberto (contaminação; mistura de magmas).

2. Situação geológica

2.1. Contexto geológico

O Plúton Monzonítico-Monzodiorítico de Piracaia é intrusivo no extremo meridional da *Nappe* Socorro-Guaxupé (NSG), um terreno alóctone que cavalga, a leste, o sul do Cráton do São Francisco (Campos Neto & Caby, 2000). A NSG é parte de um sistema de *nappes* que resultou da convergência entre as placas São Francisco e Paranapanema no final do Neoproterozóico (Campos Neto & Caby, 1999). Em contraste com as *nappes* vizinhas, é caracterizada pela ocorrência de expressivos volumes de granito, e por metamorfismo de alta temperatura, que alcança a facies granulito em suas porções basais. Campos Neto (2000) a interpreta como um terreno de arco magmático continental que se desenvolveu na margem da placa Paranapanema pouco antes da colisão continental.

A Figura 1.1 é uma compilação de mapas geológicos da região de Atibaia-Piracaia-Nazaré Paulista apresentados na escala 1:50.000 (Campos Neto *et al.*, 1983; Oliveira *et al.*, 1985; Janasi, 1986; Melhem, 1995), modificados por Janasi (1999a), e representa o extremo sul da *Nappe* Socorro Guaxupé, que é caracterizado pelo predomínio de rochas supracrustais migmatíticas. Várias ocorrências graníticas (s.l.), formadas por uma ampla variedade de rochas, todas com idade neoproterozóica, intrudem as rochas metamórficas, que são atribuídas ao Complexo Metamórfico Piracaia (CMP, Campos Neto *et al.*, 1983).

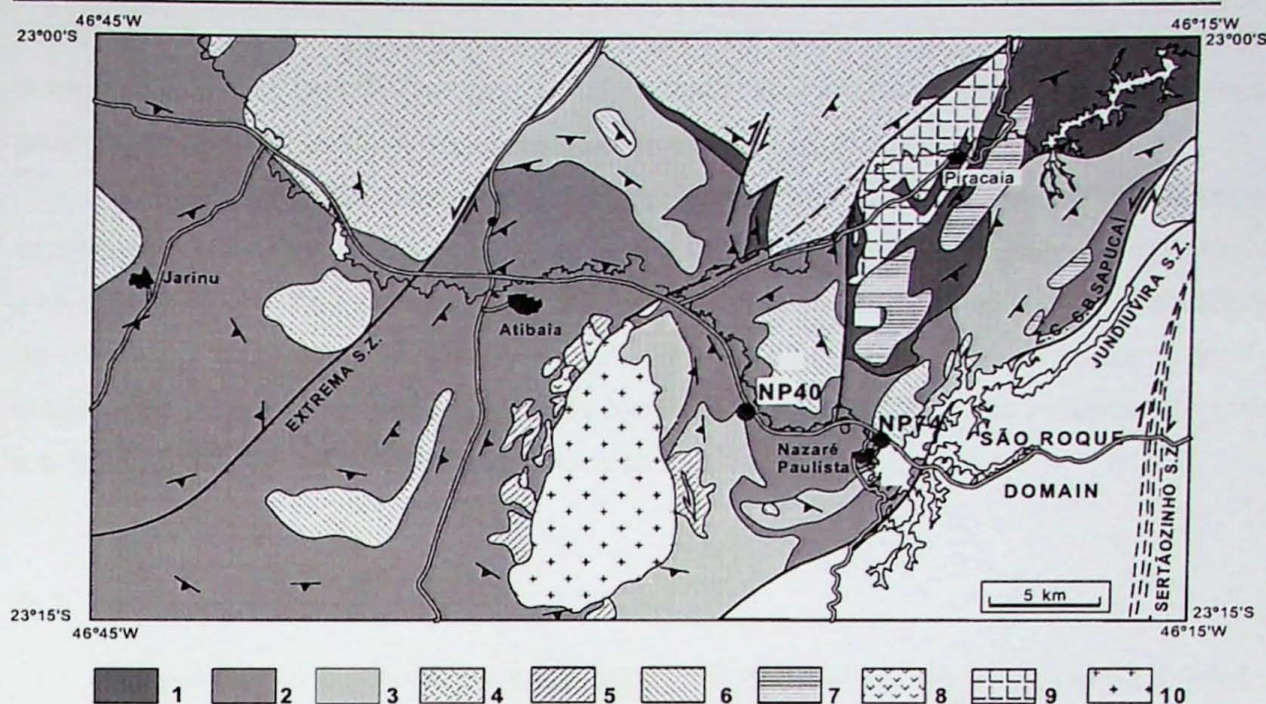


Figura 1 – Mapa geológico esquemático da região de Atibaia-Piracaia-Nazaré Paulista, com ênfase nos corpos de granito. Compilado por Janasi (1999a) a partir dos mapas de Campos Neto et al. (1983), Oliveira et al. (1985), Janasi (1986) e Melhem (1995). 1, 2, 3 = Complexo Metamórfico Piracaia (1= Bt gnaiss; 2 = Grt-Bt gnaiss; 3= (Sil)-Grt-Bt-xisto); 4 = granito cálcio-alcálico potássico; 5 = Ms-Bt leucogranito; 6= Grt-Bt granito Nazaré Paulista; 7 = Bt granito Quatro Cantos; 8 = Tonalito-granodiorito porfírico; 9 = Monzodiorito Piracaia; 10 = Granito Atibaia.

Uma coluna estratigráfica foi proposta para o CMP por Campos Neto et al. (1983): a unidade basal é formada por biotita gnaiss migmatítico (tonalítico a granítico) de afinidade desconhecida (ortognaiss?) que ocorre principalmente a leste do Plúton Piracaia (Figura 1). Acima dela, aparece uma unidade espessa de granada-biotita gnaiss (também fortemente migmatizada) com camadas decimétricas de rocha cálcio-silicática e anfibolito, derivada do metamorfismo de grau vacas (Janasi, 1999a). A unidade superior é dominada por metapelitos (sillimanita-granada-biotita xisto), com intercalações menores de quartzo xisto e quartzito.

Datações U-Pb em zircão revelaram que o magmatismo neoproterozóico se estendeu pelo menos desde ~640 Ma (granodioritos cálcio-alcálicos em parte portadores de ortopiroxênio; Hackspacher et al., 2003) até ~570 Ma em Piracaia (V.A. Janasi, dados inéditos). As ocorrências mais volumosas são constituídas por granitos cálcio-alcálicos potássicos (dominantemente hornblenda-biotita monzogranito porfírico) que formam o Batólito Socorro, datado em ~630 Ma (Artur et al., 1994; Topfner, 1996).

A maior parte dos pequenos corpos de granito mostrados no mapa são granitos anatóticos heterogêneos vinculados aos granitos Nazaré Paulista. Com base em sua mineralogia, eles foram divididos em três tipos principais: muscovita-biotita granitos brancos (principalmente nos arredores do Granito Atibaia; cf. Oliveira et al., 1985); granada-biotita granitos cinza ou rosados (conhecidos coletivamente como granitos tipo Nazaré Paulista); e

biotita granito rosado (principalmente intrusivos na unidade basal do CMP, e conhecidos como granitos tipo Quatro Cantos). Janasi (1999b) apresentou datações U-Pb em monazita para os dois primeiros tipos, concluindo por idades de ~620-625 Ma.

O Granito Atibaia é uma intrusão mais jovem que invade os granitos anatóticos; foi datado por uma isócrona Rb-Sr algo imprecisa (~590 Ma; Melhem, 1995), e é constituído de sienogranito vermelho com algumas afinidades com granitos de tipo A. É considerado parte da Província Magmática Itu (Vlach et al, 1990; Wernick, 1998), formada por corpos pós-orogênicos intrudidos em zonas de cisalhamento sub-horizontais, dominados por granitos s.s. com afinidades cálcio-alcalinas potássicas ou de tipo A.

2.2. O Plúton Piracaia

Registrado como área de predomínio de “migmatitos de paleossoma básico” em mapas mais antigos, o Plúton Piracaia foi inicialmente reconhecido como um corpo ígneo de composição singular (dominado por monzodioritos ricos em K) e diversa por Campos Neto & Artur (1983).

Janasi (1986) desenvolveu neste plúton sua Dissertação de Mestrado, na qual foi gerado o mapa faciológico de detalhe, em escala 1:25.000, que serviu de base para os estudos posteriores, e foi demonstrada a sua idade neoproterozóica.

A Figura 2 é o mapa geológico simplificado do Plúton Piracaia apresentado por Janasi & Ulbrich (1987). O plúton tem forma alongada, refletindo sua colocação em faixa de cisalhamento de direção N-NE; os contatos com as rochas encaixantes são sempre intrusivos, mas em parte foram tectonizados, principalmente nas bordas E e NW.

A ampla variedade composicional observada é imediatamente aparente. Rochas mais máficas, como monzodioritos e monzonitos de cor preta, predominam largamente na porção central do plúton, topograficamente mais baixa e com menor densidade de afloramentos. As bordas S, E e N são parcialmente ocupadas por rochas diferenciadas (quartzo monzonitos e quartzo sienitos de cor cinza-rosada), que se destacam no relevo e afloram normalmente como matacões.

No modelo de evolução magmática apresentado por Janasi (1986), as unidades do maciço representam diferentes etapas de evolução magmática, onde o principal processo atuante seria a cristalização fracionada, envolvendo principalmente plagioclásio, biotita e piroxênio. O cisalhamento sin-magmático teria facilitado a extração dos líquidos residuais, promovendo processos do tipo “filter-pressing”, registrados nos veios e bolsões félsicos que percolam as rochas mais máficas.

Janasi & Ulbrich (1987) concluem que a colocação do magma em uma zona de cisalhamento transcorrente ativa também respondeu pela contínua sucessão de paragêneses minerais *subsolidus* durante a história de resfriamento do magma,

especialmente nas regiões de borda, em contato com rochas metamórficas paraderivadas.

Janasi et al. (1993) compararam o plúton com dioritos híbridos encontrados como corpos menores e enclaves no Granito Morungaba, e com os sienitos Capituva e Pedra Branca, igualmente caracterizados pelo caráter rico em K e elementos LIL em geral. A ausência ou raridade de plagioclásio nesses sienitos levou os autores a considerar que eles derivam de magmas isentos de “componente basáltico”, como lamprófiros do tipo minette (cf. Janasi, 1993), e poderiam ter derivado de horizontes enriquecidos do manto litosférico continental (e.g., veios de flogopita-clinopiroxenito). Em contraste, os monzodioritos, de afinidades “shoshoníticas”, parecem derivar de magmas “basálticos” (gerados no manto astenosférico ou pela fusão das paredes de composição peridotítica dos veios de flogopita-clinopiroxenito) contaminados por material semelhante ao que originou os sienitos potássicos.

Um acervo mais amplo de dados geoquímicos de rocha foi apresentado em pesquisas geradas por outras equipes, e possibilitou caracterizar com mais precisão a ampla variedade composicional observada no plúton, acompanhando o processo de fracionamento magmático, identificando o potencial para bens minerais associados e fornecendo subsídios para identificação de suas fontes no manto enriquecido (Wernick & Menezes, 2001).

Gomes & Platvoet (1994) apresentaram o resumo dos resultados de uma Tese de Doutorado produzida na França (Gomes, 1995), na qual a geoquímica de rochas e minerais foi usada como ferramenta para um modelamento da evolução magmática do maciço de Piracaia. Embora reconhecendo a cristalização fracionada como o mecanismo mais importante, esses autores destacaram a atuação de processos adicionais, como a mistura parcial de magmas, evidenciada localmente por feições estruturais.

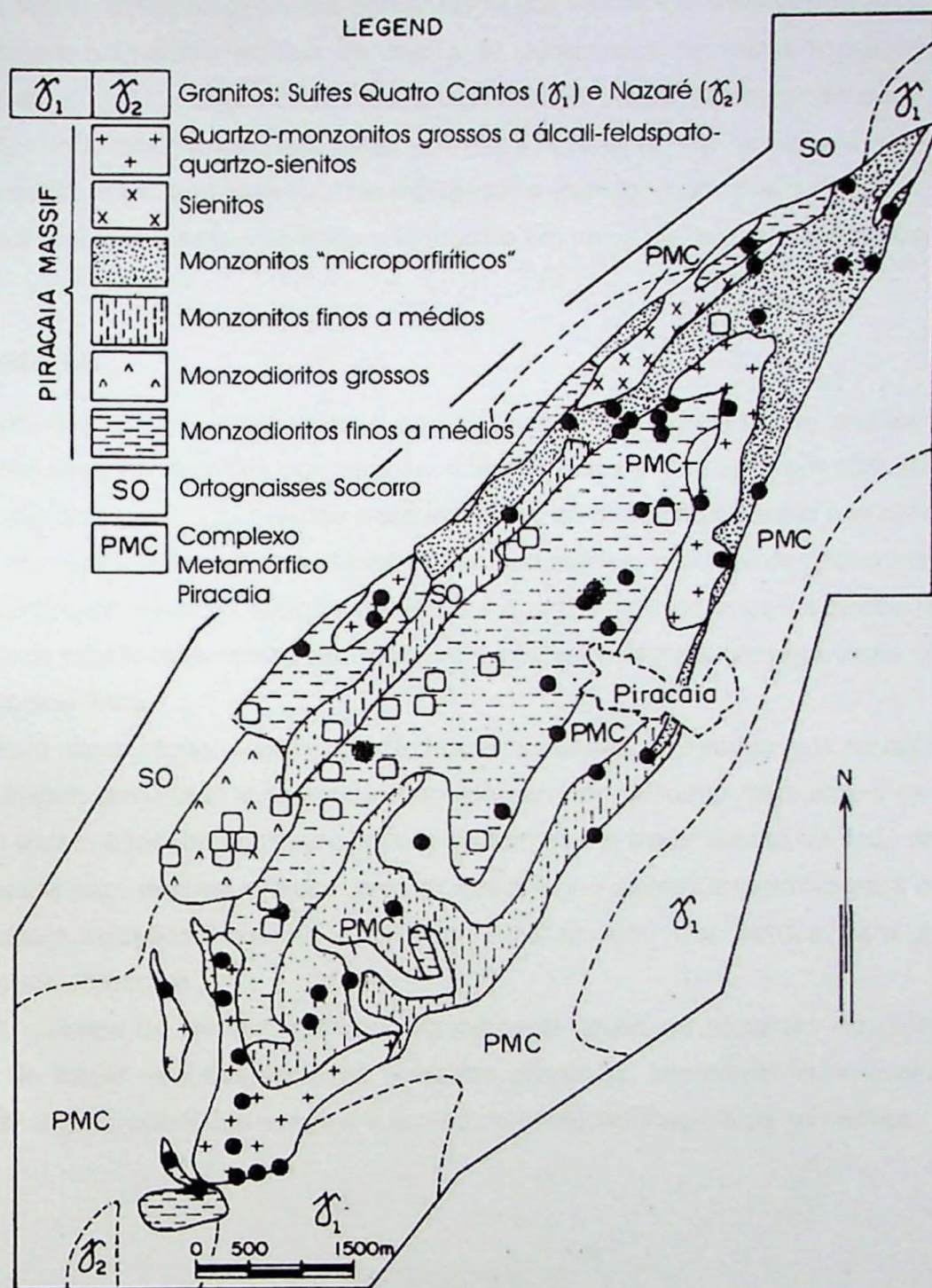


Figura 2 – Mapa geológico simplificado do Plúton Monzonítico-Monzodiorítico de Piracaia. Os símbolos referem-se a associações metamórficas. Quadrados brancos: hornblenda + biotita marrom estável; círculos pretos: epidoto + biotita verde estável. Adaptado de Janasi & Ulbrich (1987).

As rochas potássicas da Província Magmática Itu, com especial ênfase no plúton Piracaia, foram objeto de pesquisa apresentada por Wernick & Menezes (2001). Os autores apresentaram expressivo volume de dados de geoquímica de rocha, incluindo elementos terras-raras, e caracterizaram o processo evolutivo do plúton, distinguindo duas tendências evolutivas, uma praticamente saturada em sílica, evoluindo de diorito até sienito, e outra supersaturada, evoluindo para quartzo monzonito e granito. A gênese do magma parental foi atribuída à fusão de manto litosférico enriquecido em veios de flogopita clinopiroxenito.

3. Objetivos

Um dos principais objetivos desta pesquisa foi a obtenção de análises químicas complementares de minerais por microsonda eletrônica e de rocha por ICP-MS, em vista da carência de dados das unidades mais evoluídas do plúton no trabalho original de (Janasi, 1986). Foram estudadas todas as fases félsicas do maciço, procurando determinar possíveis vínculos entre as unidades quartzo-sieníticas e quartzo-monzoníticas, os ocelos félsicos das unidades de monzonitos microporfíricos (Mp) e os veios félsicos presentes nas unidades de monzodioritos finos.

Para tanto, foram utilizadas 13 novas amostras, coletadas em novas visitas de campo. Foram realizados estudos petrográficos em um conjunto mais amplo de amostras, cobrindo todo o espectro composicional do plúton, mas a maior ênfase foi dada às amostras selecionadas para análise química, para as quais foram obtidas fotografias para documentar as principais relações texturais e orientar a localização dos pontos para análise por microsonda eletrônica.

A química de rochas abordou praticamente todas as unidades do plúton, com o objetivo de traçar relações entre as unidades primitivas, intermediárias e evoluídas, bem como investigar o papel das vênulas e ocelos na evolução magmática do maciço.

4. Materiais e métodos

4.1. Familiarização com a geologia local

O reconhecimento da geologia local foi feito com trabalhos de campo na região de Piracaia e correlação dos pontos visitados com a caracterização faciológica de Janasi (1986), e complementado com o estudo da bibliografia e a compilação dos dados analíticos pré-existentes.

4.2. Compilação dos mapas

Os dados de campo obtidos durante os trabalhos de mestrado de Janasi (1986) foram atualizados em base digital, utilizando o programa ArcGIS 9.0. O mapa de pontos original foi utilizado como base para a criação de um mapa de pontos digital, georreferenciado, com a geração de um banco de dados que atribui diversas características a cada ponto, como litologia, análise química, análise petrográfica, etc.

O banco de dados organiza e interliga todo o conjunto de informações disponível para cada afloramento estudado, como quais pontos possuem amostras de mão, de quais pontos foram feitas lâminas petrográficas (em ambos os casos identificados por seu número de campo), quais pontos possuem análise química (neste caso, com um “hiperlink” com a tabela de dados químicos) etc.

Além do mapa de pontos, foi gerado um mapa geológico digitalizado em escala 1:25.000, a partir do mapa geológico apresentado no mestrado de Janasi (1986), utilizando o mesmo programa. Uma versão reduzida e simplificada encontra-se em anexo.

4.3. Petrografia

Para os estudos de petrografia foi utilizado um conjunto amplo de amostras: as seções delgadas normais, do acervo de Janasi (1986), foram estudadas na primeira etapa dos trabalhos e 20 novas seções foram feitas a partir de amostras obtidas durante as saídas a campo. Estas novas seções foram caracterizadas na petrografia e algumas delas foram selecionadas para a análise de química mineral na microsonda eletrônica.

As observações efetuadas se referem ao reconhecimento dos minerais, dos aspectos texturais da rocha e os de cada fase mineral em particular, através de observações em luz transmitida em microscópio da marca Olympus do tipo BXP-50. As fotomicrografias digitais foram obtidas através dos fotomicroscópios petrográficos Zeiss Axioplan e Olympus BXP-50, e do estereomicroscópio Olympus, de luz polarizada, da marca SZH10.

4.4. Química mineral

Foram realizadas análises de química mineral para anfibólio, plagioclásio e biotita de amostras do Plúton Piracaia, nas unidades félsicas e também em ocelos e vênulas félsicos associados às unidades mais máficas. Os dados de Janasi (1986) foram usados para efeito de comparação e complemento aos dados obtidos neste trabalho.

As análises químicas foram efetuadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. O equipamento utilizado foi um JEOL JXA-8600S, provido de cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), cada qual com dois cristais analisadores, com automação de fabricação NORAN, e sistema Voyager 3.6.1. As seções delgadas polidas foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo.

As determinações quantitativas dos elementos foram feitas com 15 kV de voltagem de aceleração e 20 nA de corrente do feixe eletrônico, e diâmetro variável, $\leq 5\mu\text{m}$ para micas e anfibólio. Os tempos de integração de contagens estiveram entre 10 e 30 segundos. Foram realizadas correções de efeito de matriz (número atômico, absorção de massa e fluorescência secundária) com o procedimento PROZA (para referência ver Bastin et al., 1984).

Os padrões analíticos utilizados foram: wollastonita (Si, Ca), hornblenda (Al), rutilo sintético (Ti), Mn-olivina (Fe, Mn), diopsídio (Mg) albita (Na), microclínio (K), Cl-apatita sintética (Cl), F-apatita (F); o tratamento dos dados foi realizado no programa Minpet v.2.02.

4.5. Química de Rochas

Foram realizadas análises para elementos maiores, menores e traços, incluindo ETR, para 30 amostras representativas da variação observada no plúton a partir de 11 amostras da coleção de Janasi (1986) e 19 amostras coletadas para este trabalho. As amostras foram britadas em britador de mandíbulas de aço, depois quarteadas e moídas em moinho de ágata tipo planetário, obtendo-se assim um pó com granulometria inferior a 200 mesh.

Para a análise dos elementos maiores e menores, as amostras pulverizadas e homogêneas foram fundidas com tetraborato de lítio em mufla a 1000°C. A mistura é então fundida e congelada na forma de pastilhas, em seguida as amostras são levadas para análise por Fluorescência de Raios-X.

Para a análise de elementos traço, o pó foi dissolvido por ataque ácido ($\text{HF} + \text{HNO}_3$) em bombas por 5 dias, diluído em água bidestilada, e a solução foi analisada por ICPMS segundo o procedimento descrito por Navarro (2004) no laboratório de Química e ICP do Instituto de Geociências da USP.

5. Caracterização geológica do plúton

Este trabalho não tem como objetivo realizar a descrição geológica detalhada das diferentes unidades faciológicas do Plúton Piracaia, e para isso se baseia no trabalho de Janasi (1986), cujo mapa de pontos simplificado pode ser observado na fig. 2, e o mapa geológico digitalizado pode ser observado no anexo I.

O Plúton Piracaia é muito heterogêneo e apresenta cerca de 30 fácies, identificadas por Janasi (1986) e agrupadas pelo autor em 'associações de fácies' para definir unidades mapeáveis.

As amostras estudadas são em sua maioria relacionadas às unidades mais evoluídas do maciço, como quartzo monzonitos, quartzo sienitos e sienitos. Os monzonitos 'microporfiríticos' (Mp) e monzodioritos finos (Mf) foram também estudados, com o objetivo de compreender o papel dos ocelos e vênulas félsicas na evolução magmática do plúton. As diversas unidades apresentam feições muito características e distintas entre si.

A unidade de monzodioritos finos e médios (Md) é a unidade de maior distribuição espacial, ocorrendo no centro do maciço como uma grande faixa alongada, de direção SW-NE. Embora a granulometria varie bastante até em escala de afloramento, podendo ocorrer por vezes muito fina ou mesmo média a grossa, esta unidade é sempre equigranular, com cristais de plagioclásio tabular, palhetas de biotita espalhados de modo aleatório e cristais de piroxênio e anfibólio, que podem localmente ocorrer como megacristais ou em aglomerados de cristais, compondo índice de cor de cerca de 30%. Esta unidade encontra-se freqüentemente afetada por eventos deformacionais, apresentando localmente foliação muito forte e dobras de pequeno porte.

Nesta unidade podem-se apresentar venulações félsicas de composição sienítica, com megacristais de feldspato potássico e hornblenda. Estas vênulas podem apresentar formas diversas, possuindo como característica o acúmulo de megacristais de hornblenda nas bordas de "bolsões" (foto 1). O monzodiorito encaixante em determinados locais ocorre como "pillows" entre as vênulas (foto 2).

A unidade de monzonitos microporfiríticos (Mp) corresponde a um conjunto de fácies em que a presença de ocelos félsicos em uma "matriz" fina, escura, monzodiorítica, é evidente, podendo ocorrer em maior ou menor proporção (foto 3), apresentando-se desde como pequenos pontos centimétricos até lentes de alguns centímetros de comprimento, ou mesmo como manchas "nebulíticas", sem evidente separação entre a fase félsica e a fase máfica. Estes ocelos possuem menor índice de cor e granulação mais grossa, e apresentam mineralogia similar à rocha hospedeira, mas a proporção entre as fases é diferente desta última: hornblenda predomina sobre biotita, e feldspato potássico predomina largamente sobre o plagioclásio. Em determinados afloramentos ocorrem megacristais de hornblenda (foto 3). Esta unidade ocorre sempre entre a unidade de monzodioritos finos e médios do

centro do plúton e as unidades mais evoluídas, situadas no nordeste e sudeste do maciço (ver mapa em anexo).

O corpo de quartzo sienitos que ocorre a nordeste (foto 4, ver a localização das unidades no mapa em anexo) apresenta textura equigranular grossa, com cristais de feldspato alcalino idiomórficos, bem desenvolvidos, que chegam a cerca de 0,5 cm, com teores baixos de plagioclásio ou com albita $An < 5$, e com índice de cor que varia de 5% a 10%.

O corpo de quartzo monzonitos do sudeste (foto 5) apresenta textura mais heterogênea, em parte mais fina, com maior abundância de plagioclásio que a unidade de quartzo sienitos, podendo ocorrer como megacristais de até 0,5cm. O índice de cor é geralmente mais alto, alcançando valores de até 15% e 20%. O contato pode ser intrusivo, com quartzo monzonito em corpos de monzodiorito, como pode ser visto na foto 6, em que o material félsico aparece como veios de orientação aleatória e o monzodiorito encaixante ocorre como “pillows”, em um arranjo muito similar às venulações sieníticas.

O corpo de sienitos que ocorre na região noroeste do plúton diferencia-se das demais unidades félsicas pela raridade de quartzo e granulometria média, inequigranular seriada, com predomínio de feldspato alcalino, que forma os maiores cristais, sobre plagioclásio, que tem baixo teor de An, normalmente inferior a 5%. O índice de cor varia entre 10 e 20%.

Na região sudoeste do plúton existe ainda uma unidade denominada monzodioritos grossos roxos (Mdr, Janasi (1986)), devido à coloração arroxeada dos cristais de plagioclásio. Esta unidade apresenta textura maciça, equigranular grossa, homogênea, com cristais de plagioclásio tabular e clinopiroxênio como fases idiomórficas bem desenvolvidas, com biotita ocorrendo como pequenas palhetas intersticiais junto com cristais menores de plagioclásio e feldspato alcalino.



Foto 1 – Vênulas sieníticas intrusivas no monzodiorito fino, com acúmulo de anfibólio no contato com a rocha encaixante. Ponto PI-407.

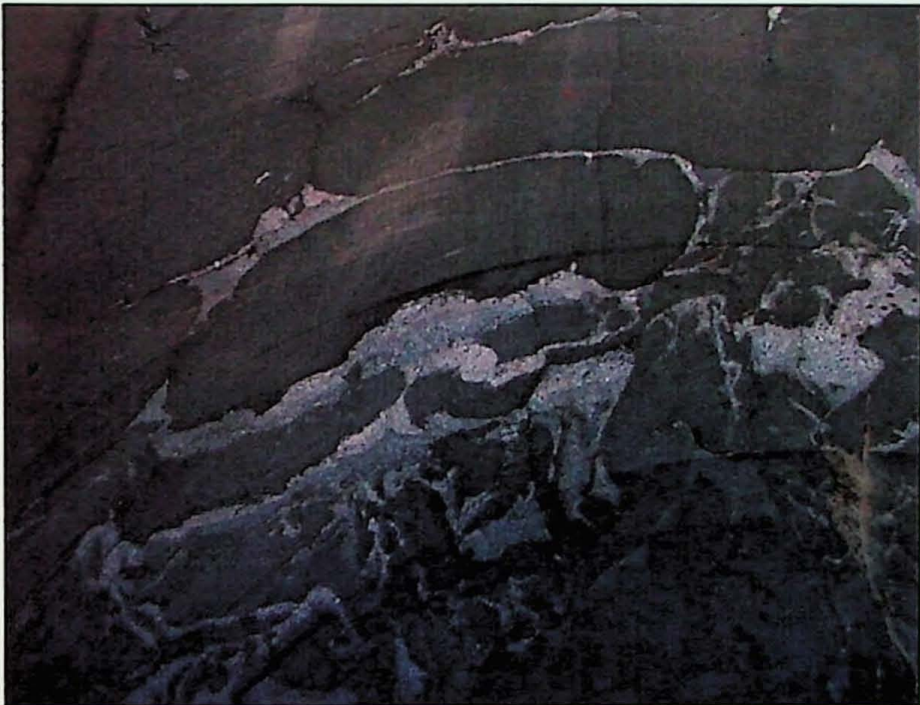


Foto 2 – Vênulas sieníticas intrusivas no monzodiorito fino. A rocha encaixante tem aspecto de "pillows". Ponto PI-407.



Foto 3 – Monzonito microporfirítico, apresentando ocelos félsicos e megacristais de hornblenda distribuídos tanto nos ocelos quanto na matriz. Ponto PI-437.



Foto 4 – Aspecto textural do quartzo sienito que ocorre no nordeste do maciço, com granulação grossa e homogênea. Ponto PI-427.

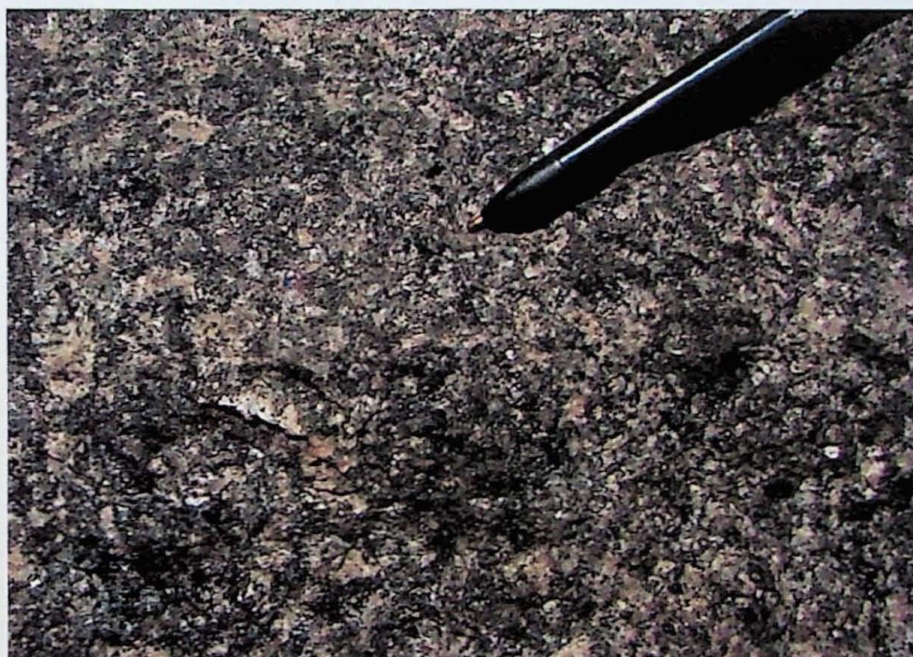


Foto 5 – Aspecto textural do quartzo monzonito que ocorre no sul do maciço, com granulação fina a média heterogênea. Ponto PI-429.



Foto 6 – Contato entre monzodiorito fino e quartzo monzonito do sul. Monzodiorito como "pillows" em meio à intrusão félsica. Ponto PI-449.

6. Petrografia

Microscopicamente, foi dada ênfase às relações entre os minerais máficos das unidades mais evoluídas e das vênulas e ocelos félsicos, que constituem bons indicadores das condições físico-químicas de cristalização desses magmas.

Observa-se que, nas unidades de quartzo sienitos (Qs) e quartzo monzonitos (Qmz), estes minerais tendem a ocorrer em aglomerados, com a freqüente associação entre biotita, hornblenda e titanita, e a presença esporádica de ilmenita, diferentemente das unidades menos evoluídas, onde a biotita é abundante, mas esparsa. Aparentemente os aglomerados resultam de recristalização no estado sólido, que fez com que os cristais maiores (principalmente hornblenda, mas também de biotita) sejam substituídos por associações de cristais menores, gerando pseudomorfos.

O fato de haver biotita pós-magmática mantendo os cristais de hornblenda e presença de simplectitos (biotita + quartzo) sugere possível reação do anfibólio com fluidos ricos em K e Al (derivados do feldspato alcalino ?), gerando biotita.

A borda de grande parte dos cristais maiores dos minerais máficos é muito irregular, possivelmente decorrente de dois processos. O primeiro seria a dissolução química por reação de cristais previamente formados com líquido magmático ou fluidos metamórficos. Se a reação dos cristais foi com o líquido magmático, então é possível que a reação ocorra em sistema aberto, com contaminação de magmas, ou em sistema fechado, em que os cristais reagem com o próprio magma em algum tipo de reação peritética. O segundo seria a fragmentação por esforços tectônicos atuantes no plúton.

As venulações félsicas, possivelmente criadas por mecanismo de *filter-pressing*, seriam indicativas destes esforços. No entanto, em muitos casos os cristais chegam a despedaçar-se, revelando que ocorreu importante atuação de esforços já em estado sólido (tardi- ou pós-magmáticos).

Na amostra PI-147 AC é visível o contato de uma dessas vênulas com o monzodiorito encaixante, evidenciando que a matriz é fina e equigranular, enquanto a vênula apresenta separação de megacristais máficos de megacristais félsicos, indicando que este material é um cumulado.

As rochas portadoras de ocelos félsicos possuem textura muito peculiar. Os ocelos são formados claramente por uma rocha distinta (fotomicrografias 1 e 2), de composição sienítica, com amplo predomínio de feldspato alcalino (incluindo megacristais) sobre plagioclásio, com granulação mais grossa e índice de cor muito mais baixo (30% no monzonito, contra aprox. 10% nos ocelos. Sua relação com as unidades félsicas será estudada adiante, na química de minerais e de rochas.

6.1 – Caracterização microscópica dos minerais

6.1.1 – Minerais félsicos

A ênfase deste trabalho foi dada aos minerais máficos, de modo que a petrografia dos minerais félsicos é aqui tratada de modo mais simplificado.

Nota-se a presença de diversos tipos texturais nestes minerais.

Nas rochas mais evoluídas, que apresentam menor índice de cor, o feldspato predominante é alcalino, na forma de megacristais de microclínio, e o plagioclásio ocorre preferencialmente em pequenos cristais, sub-édricos. O plagioclásio passa a ser abundante e formar megacristais zonados, com núcleo muito geminado e alterado e borda homogênea, mais preservada, principalmente nas unidades menos evoluídas, mas podendo ocorrer também na unidade de quartzo monzonitos. Megacristais zonados também são comumente encontrados na unidade Mp (fotomicrografia 3).

Quartzo é uma fase de menor abundância na maioria das rochas do maciço, mas pode chegar a 15% em volume na unidade de quartzo sienitos, ocorrendo na matriz como pequenos cristais (<0,1mm) aglomerados, dando o aspecto de textura granoblástica.

6.1.2 – Anfibólio

A hornblenda é o principal anfibólio que aparece nas lâminas observadas. Sua ocorrência principal se dá na forma de megacristais anedrais a subédricos, raramente geminados (fotomicrografia 4), que podem apresentar inclusões de biotita, apatita, ilmenita, epidoto e em algumas ocasiões, quartzo.

Em algumas unidades, principalmente na unidade de monzonitos microporfíricos, pode ocorrer em aglomerados de cristais euédricos, associada a biotita castanho-clara (fotomicrografias 5 a 10). Neste caso, não existe orientação preferencial dos cristais. Há duas possíveis explicações para esta textura: (a) ela é primária, ígnea, formada pela aglutinação de pequenos cristais de hornblenda. (b) ela é secundária, e os cristais são formados por fragmentação e reorganização cristalina de um cristal maior, criando textura pseudomórfica.

Nas amostras mais afetadas por recristalização em estado sólido, os cristais de hornblenda são anedrais, e comumente manteados parcial ou totalmente por biotita, além de ocorrer biotita como material de substituição nas fraturas (fotomicrografia 11) e apresentarem sinais de estiramento resultante de esforços (fotomicrografia 12). A hornblenda pode ocorrer também, quando menos afetada pela recristalização, como cristais subédricos a euédricos (fotomicrografia 13).

Nas rochas portadoras de ocelos félsicos (i.e. amostra PI-400B) a hornblenda pode ocorrer como megacristais espalhados por toda a rocha, tanto na porção fina (fotomicrografia 14) quanto na porção grossa. Nestes casos é muito comum ocorrer zoneamento, com núcleo que pode ser de verde-claro a quase incolor e apresentando grande quantidade de inclusões de quartzo e biotita, e borda verde-escura, apresentando tons castanhos, sem inclusões (fotomicrografias 15 a 19). A forma destes núcleos é irregular, mas a interface núcleo-borda apresenta contato bem definido, com clara separação entre duas fases de cristalização.

A associação mais comum da hornblenda é com cristais de biotita e titanita, além de minerais opacos como ilmenita.

Na amostra PI-147AC, os megacristais de hornblenda têm forma subédrica e são bem desenvolvidos, chegando a quase 1 cm e ocorrendo em cumulos (fotomicrografia 20). Inclusões são muito freqüentes, principalmente de apatita, com titanita, ilmenita, zircão e epidoto (?) subordinadas) associando-se ainda allanita como raros megacristais.

6.1.3 – Biotita

A biotita é o mineral máfico mais abundante nas unidades do maciço. Ocorre em pelo menos três gerações (fotomicrografia 21): a primeira como fenocristais subédricos, primários, relacionados com a cristalização magmática; a segunda como cristais tardios que substituem a geração anterior de biotita ou a hornblenda, podendo gerar associações pseudomórficas; e a terceira, como pequenas palhetas resultantes de recristalização. A coloração predominante é castanho-esverdeada, subordinadamente castanho-marrom e até mesmo esverdeada.

Em algumas amostras, principalmente na unidade de quartzo sienitos, a biotita ocorre como grandes cristais que podem formar aglomerados (fotomicrografias 22 e 23).

É comum, em porções mais afetadas pela recristalização de estado sólido, os cristais maiores estarem levemente dobrados, apresentando extinção ondulante a polarizadores cruzados, assim como sua borda apresentar-se corroída, desfazendo-se em vários pequenos cristais (fotomicrografia 24), podendo circundar ou invadir os cristais félsicos adjacentes (fotomicrografia 25). A biotita pode ocorrer também associada a quartzo na forma de simplectito, resultante de substituição de hornblenda (fotomicrografia 26).

A biotita associa-se principalmente com titanita, hornblenda, zircão e epidoto (fotomicrografias 27, 28, 30 e 32), além de minerais opacos como ilmenita e magnetita, principalmente nas associações pseudomórficas descritas acima.

6.1.4 – Outros minerais máficos

Além de biotita e hornblenda, a titanita é um mineral importante na constituição da rocha, chegando a 1,5% em algumas amostras. Os cristais podem apresentar-se em tamanhos variados, desde grandes (que chegam a 1,5 mm) euédricos a subédricos (fotomicrografia 29), até pequenos cristais euédricos e até mesmo anedrais, intersticiais ou inclusos em biotita e mantendo cristais de ilmenita (fotomicrografia 30).

A apatita é um mineral muito abundante nas rochas máficas, podendo ocorrer como pequenos prismas incolores inclusos em hornblenda e plagioclásio, sem apresentar orientação preferencial (fotomicrografia 31). As unidades mais evoluídas podem apresentar ainda megacristais de allanita (fotomicrografia 33).

É muito freqüente a associação entre epidoto e biotita verde, principalmente nas unidades mais félsicas, estando também clorita e ilmenita associadas, em muitos casos. Esta feição de aglomerados destes minerais deve estar relacionada à recristalização de cristais mais antigos de biotita, formando, com os minerais associados, texturas pseudomórficas (fotomicrografia 32).

O exame de algumas lâminas por petrografia de luz refletida revelou a presença de ilmenita (principal mineral opaco, evidenciado em luz transmitida pela presença de coroas de titanita), magnetita e pirita.

6.2 – Relações texturais minerais dos minerais máficos

6.2.1 – Associações pseudomórficas

É muito freqüente nas amostras estudadas a relação de hornblenda, biotita verde e titanita como pseudomorfos de cristais maiores de hornblenda.

As relações de contato, como bordas de anfibólio manteadas por biotita, ou mesmo biotita alterando os cristais de hornblenda (fotomicrografia 11) indica que os cristais de anfibólio não estão em condição de equilíbrio.

Alguns aglomerados de cristais máficos apresentam forma similar a cristais grandes de hornblenda (fotomicrografia 5) – similar aos aglomerados de hornblenda euédrica, descritos no item 6.1.3, com a diferença de estarem associados também biotita verde e titanita. Neste caso, a textura sugere possível reação do anfibólio com fluidos ricos em K e Al (derivados do feldspato alcalino e biotita marrom), em que o Ti presente na biotita associa-se ao Ca da hornblenda gerando titanita. A biotita verde também é gerada nesta reação, em parte como simplectitos de biotita e quartzo (fotomicrografia 26).

6.2.2 – Texturas associadas à deformação em estado sólido

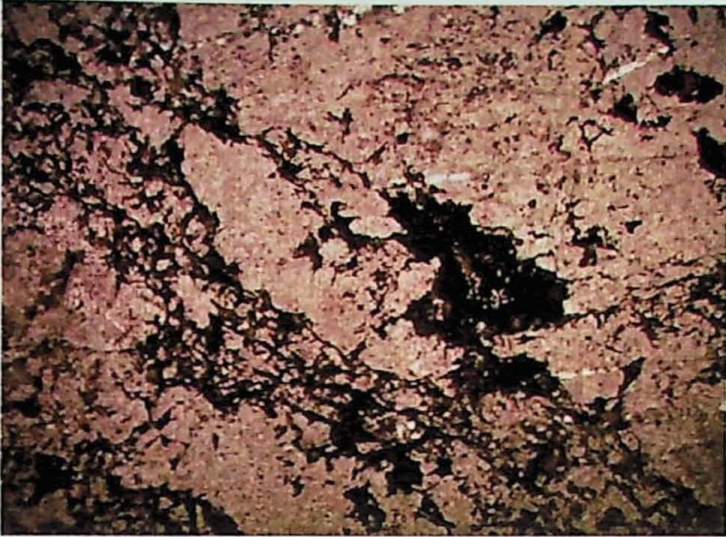
Nas amostras estudadas ocorrem zonas de cisalhamento em escala microscópica, com desenvolvimento de pequenas palhetas de biotita verde orientadas segundo o plano de deformação. Os cristais próximos a estes planos são deformados, gerando dobras de arrasto (fotomicrografia 34).

Na lâmina PI-97 (fotomicrografia 35), em uma amostra em que ocorre venulação de quartzo monzonito em rocha mais máfica (monzodiorito), é possível observar que estas zonas de cisalhamento desenvolvem-se perpendicularmente à foliação principal, ressaltada na rocha mais félsica.

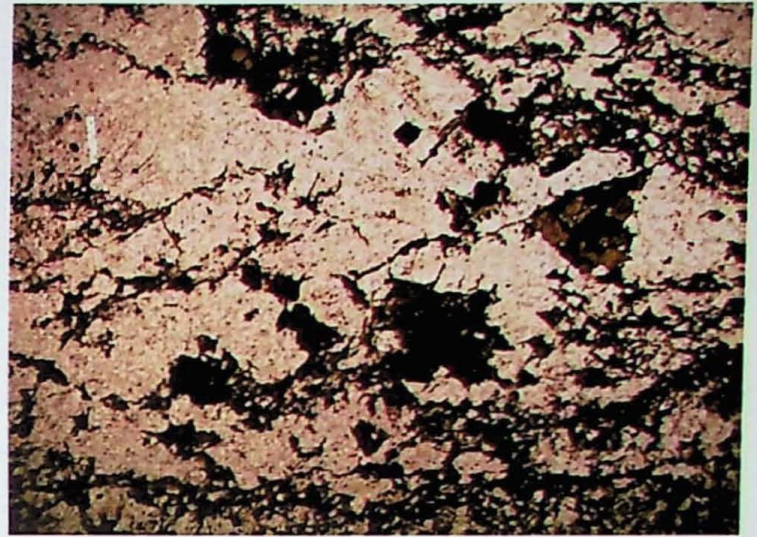
Localmente, cristais de hornblenda são estirados e transformam-se parcialmente em biotita (fotomicrografia 12). A biotita, por se comportar de modo mais dúctil, acaba alojando-se nos interstícios entre os minerais maiores (fotomicrografia 25) e desenvolve a foliação principal.

Na lâmina PI-112B, é visível a deformação da titanita em estado sólido, que é fraturada após a cristalização (fotomicrografia 36).

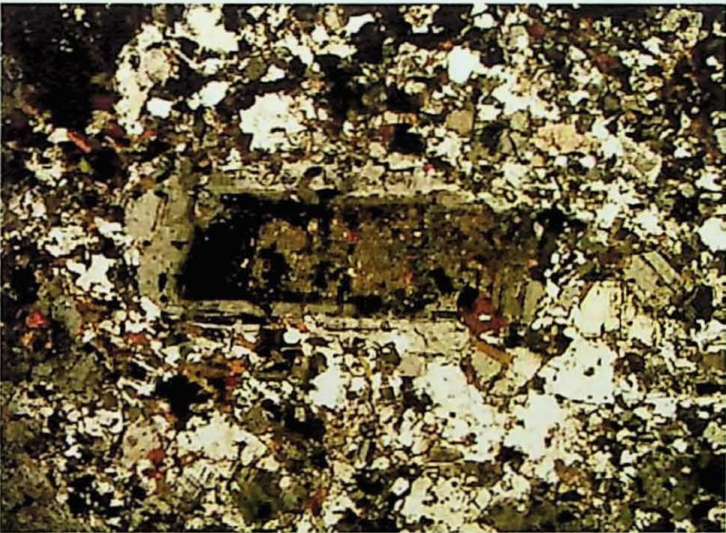
Prancha 1



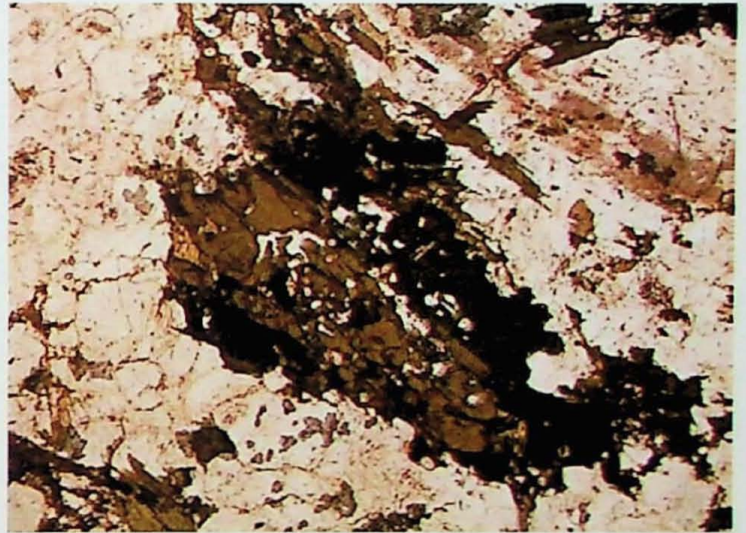
Fotomicrografia 1: Aspecto textural da unidade de monzonitos microporfíricos, com ocelos félsicos grossos e matriz máfica fina, e aglomerados de cristais de hornblenda e biotita. Amostra PI-400A. Lado maior = 10,4 mm.



Fotomicrografia 2: Aspecto textural da unidade de monzonitos microporfíricos, com ocelos félsicos grossos e matriz máfica fina, e aglomerados de cristais de hornblenda e biotita. Amostra PI-400A. Lado maior = 10,4 mm.



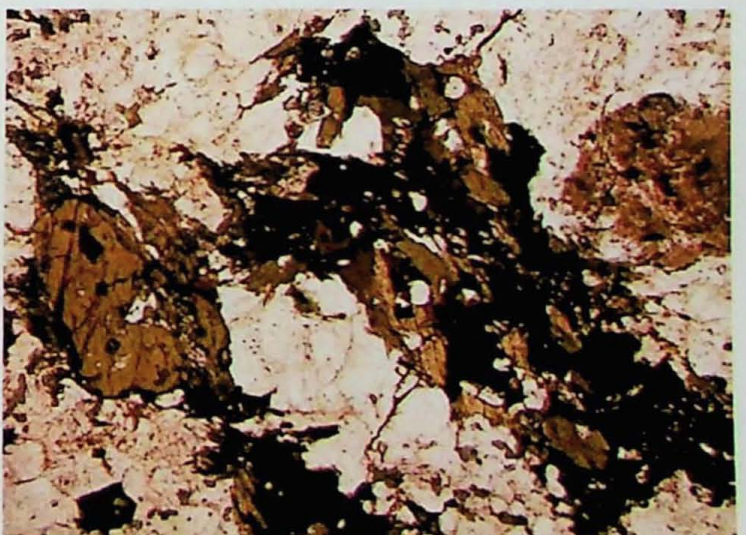
Fotomicrografia 3: Cristal de plagioclásio zonado, com bordas irregulares, núcleo alterado cálcico, com inclusões de saussurita e epidoto. Amostra PI-426B. Lado maior = 8,32 mm.



Fotomicrografia 4: Cristal de hornblenda apresentando geminação. Bordas irregulares e núcleo com inclusões de quartzo. Amostra PI-426B. Lado maior = 3,25 mm.



Fotomicrografia 5: Associação de cristais de hornblenda e biotita, formando um conjunto similar a um grande cristal de hornblenda (*pseudomorfo*). Amostra PI-136. Lado maior = 2,6 mm.

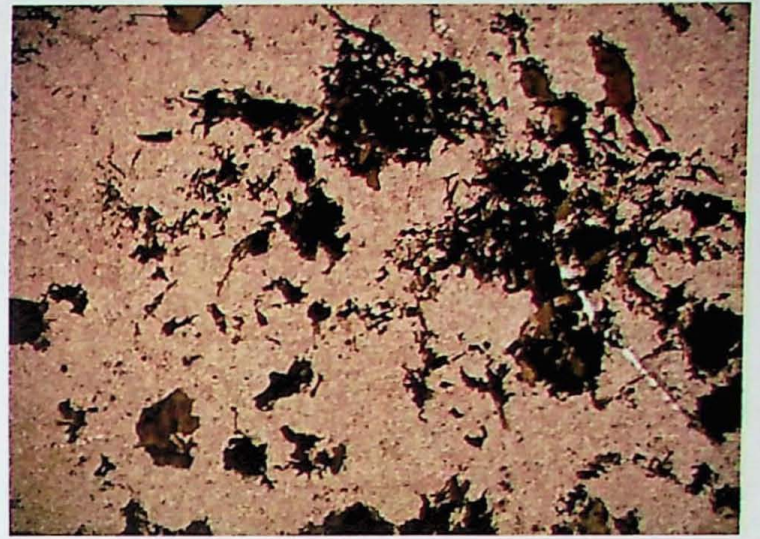


Fotomicrografia 6: Associação de cristais de hornblenda e biotita, formando "aglomerados máficos" (à direita), em textura pseudomórfica. Amostra PI-426B. Lado maior = 3,25 mm.

Prancha 2



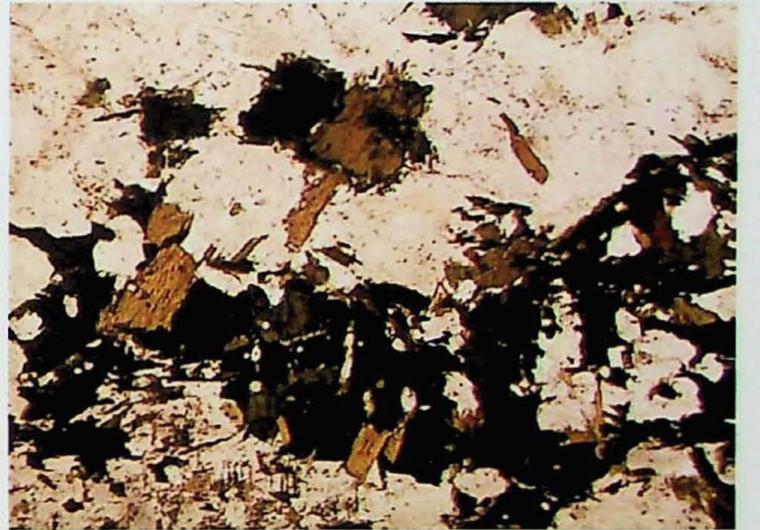
Fotomicrografia 7: Aglomerado de cristais máficos (Bt e Hbl). Amostra PI-8/1. Lado maior = 3,2 mm.



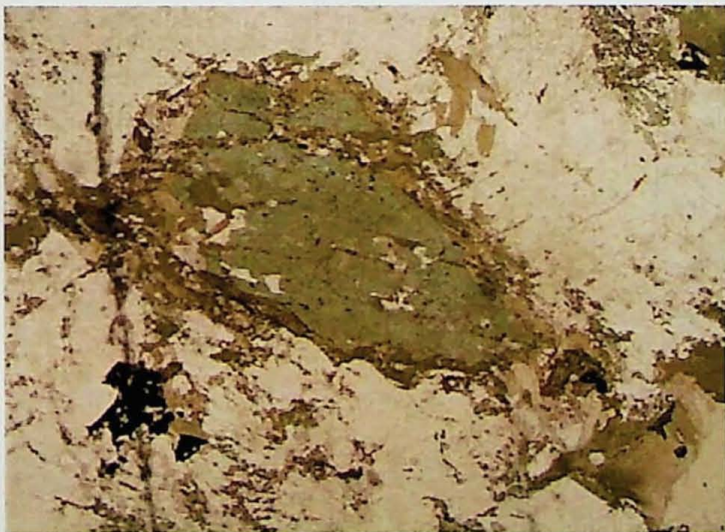
Fotomicrografia 8: Aspecto geral da amostra PI-8/1. Os cristais máficos (Bt e Hbl) tendem a se "aglomerar", gerando pseudomorfos de hornblenda. Lado maior = 10,2 mm.



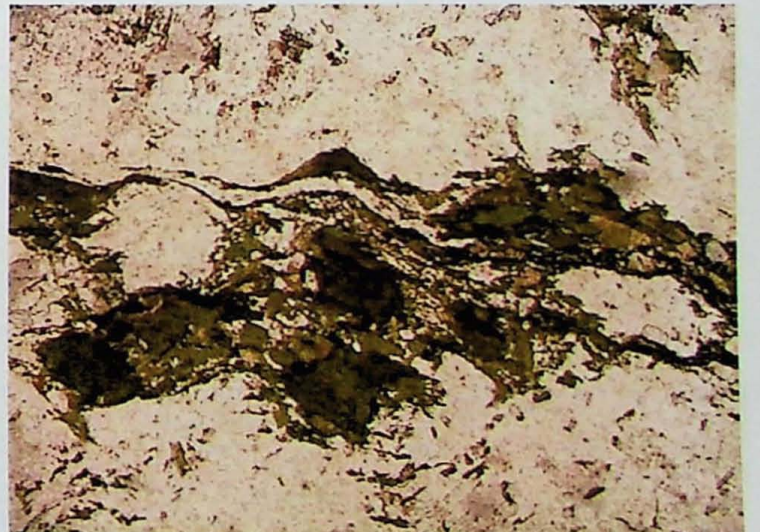
Fotomicrografia 9: Detalhe da fotomicrografia anterior, demonstrando que não há orientação preferencial dos cristais. A maioria dos cristais de Bt parece ser tardia em relação à Hbl. Amostra PI-8/1. Lado maior = 3,2 mm.



Fotomicrografia 10: "Aglomerado" de minerais máficos (biotita e hornblenda). Amostra PI-429. Lado maior = 3,25 mm.

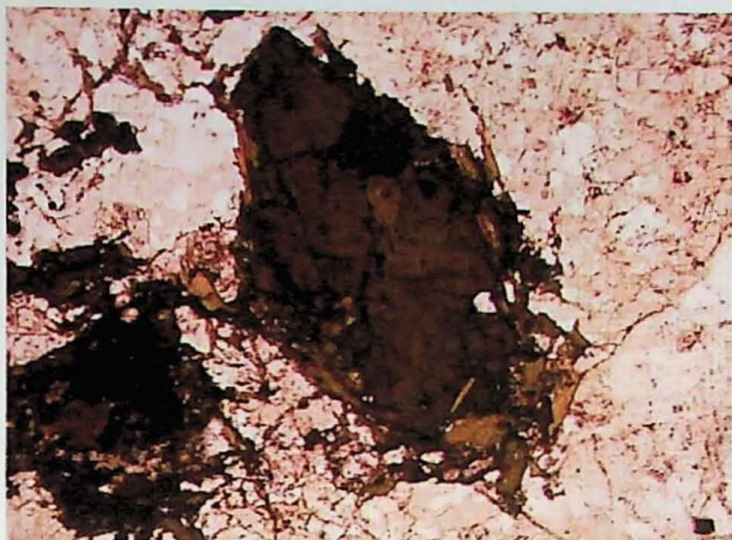


Fotomicrografia 11: Cristal de hornblenda manteado por biotita, provável substituição metamórfica. A biotita também substituiu a hornblenda nas fraturas. Amostra PI-112B. Lado maior = 5,1 mm.

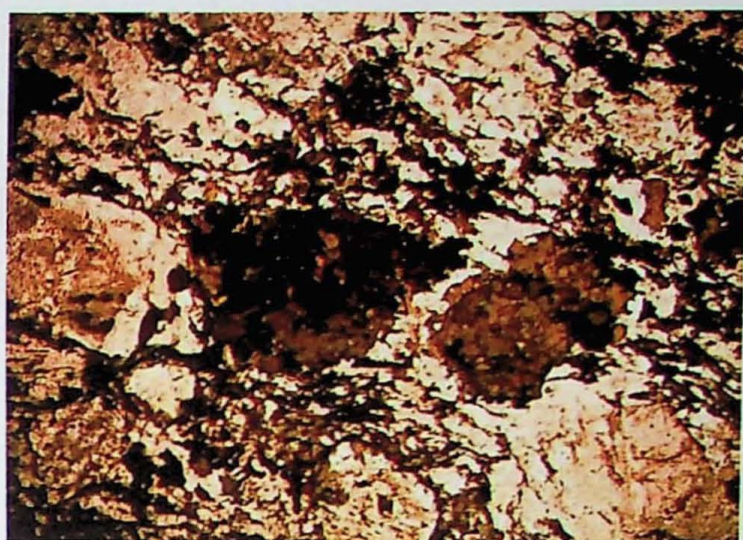


Fotomicrografia 12: Textura de deformação mineral: cristais de Hbl estirados e dobrados. Amostra PI-112B. Lado maior = 3,2 mm.

Prancha 3



Fotomicrografia 13: Cristal euédrico de hornblenda, com substituição parcial nas bordas por biotita. Amostra PI-429. Lado maior = 3,25 mm.



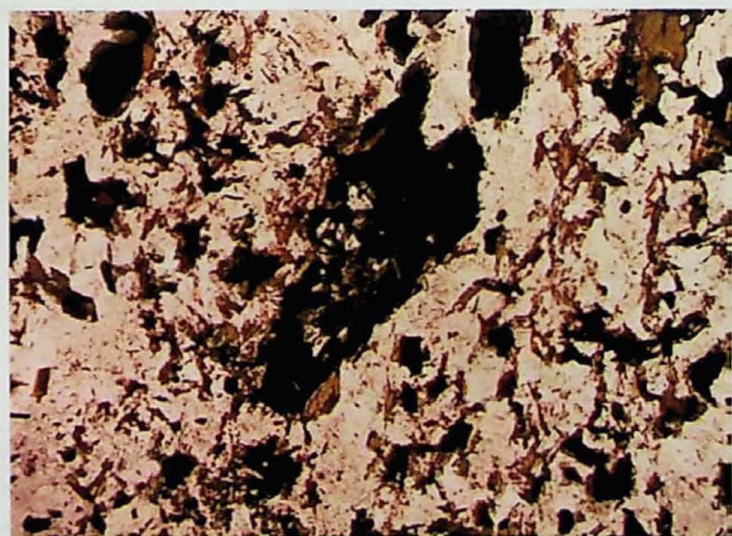
Fotomicrografia 14: Aglomerados pseudomórficos de hornblenda na matriz dos monzonitos microporfíricos. Amostra PI-400B. Lado maior = 8,32 mm.



Fotomicrografia 15: Cristal de hornblenda, com bordas irregulares, núcleo incolor (actinolítico?) e inclusões. Amostra PI-112B. Lado maior = 3,2 mm.



Fotomicrografia 16: Idem à fotomicrografia anterior, com polarizadores cruzados. O núcleo incolor permanece incolor. Ressalta-se a inclusão de epidoto (mineral de birrefringência alta). Amostra PI-112B. Lado maior = 3,2 mm.

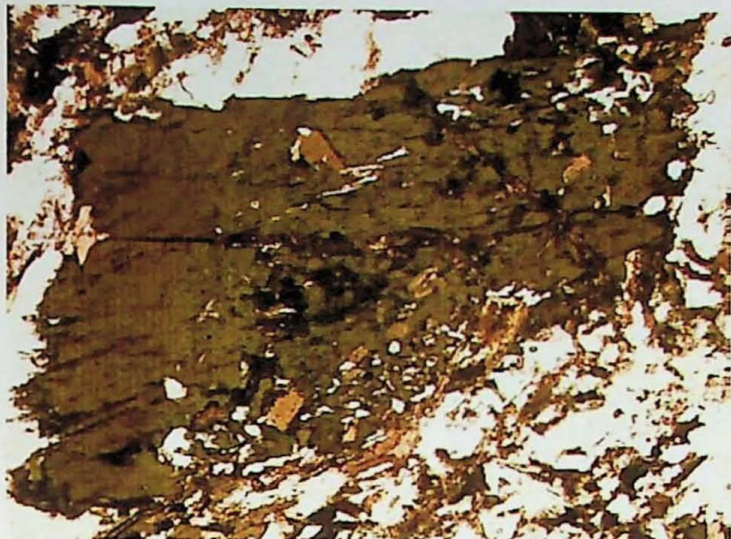


Fotomicrografia 17: Cristal de hornblenda zonado, com núcleo mais claro em relação à borda, e com abundantes inclusões de quartzo. Borda escura e sem inclusões. Amostra PI-400B. Lado maior = 3,25 mm.



Fotomicrografia 18: Megacristal de hornblenda zonado, com núcleo mais claro em relação à borda, e com abundantes inclusões de quartzo. Borda mais escura e sem inclusões, com presença de biotita secundária. Amostra PI-419. Lado maior = 3,25 mm.

Prancha 4



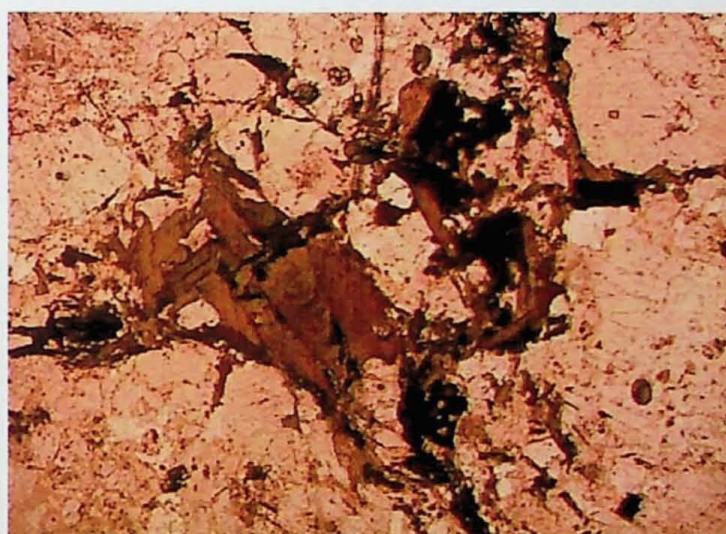
Fotomicrografia 19: Cristal de hornblenda irregular e zonado, com núcleo levemente mais claro em relação à borda, e com abundantes inclusões de quartzo. Borda mais escura e sem inclusões. Amostra PI-400D. Lado maior = 3,25 mm.



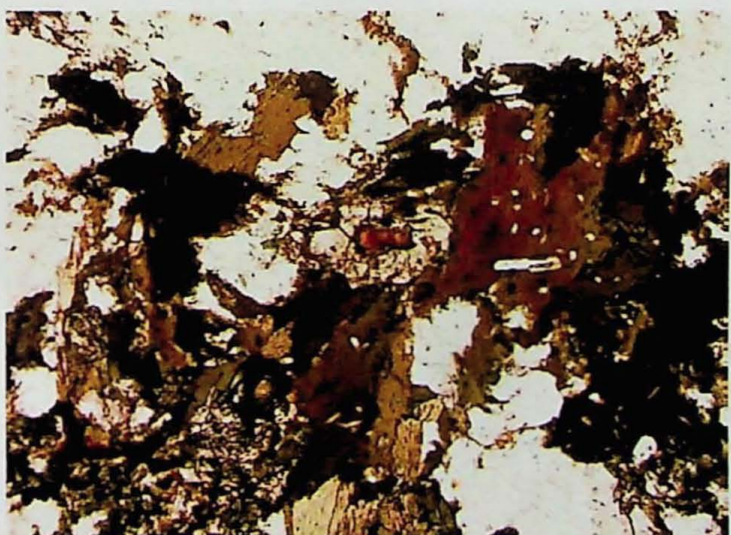
Fotomicrografia 20: Cumulato de cristais sub-édricos de hornblenda, com inclusões de minerais opacos (ilmenita?), titanita e apatita. Amostra PI-147AC veio sienítico em monzodiorito. Lado maior = 10,2 mm.



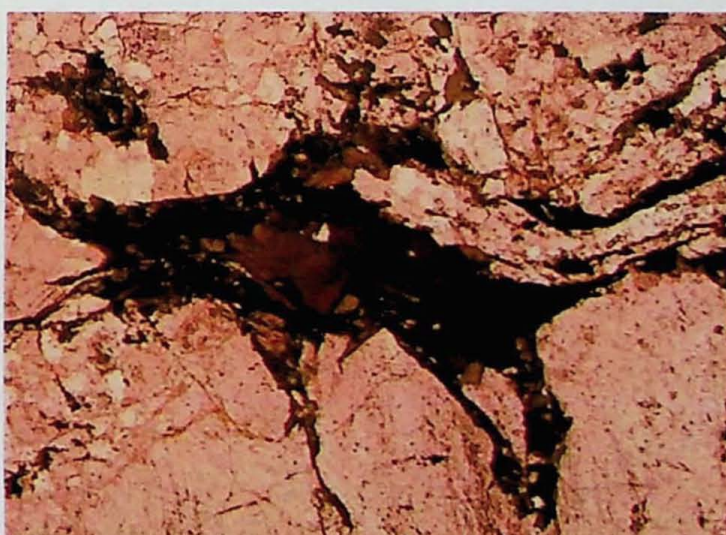
Fotomicrografia 21: Cristais de biotita de várias fases: cristais maiores primários, truncados por cristais menores, secundários, e conjunto bordejado por pequenas palhetas de biotita recristalizada, metamórfica. Amostra PI-112AB. Lado maior = 5,1 mm.



Fotomicrografia 22: Cristais de biotita em "aglomerados", com cristais primários e secundários associados, com titanita e epidoto subordinando. Amostra PI-426B. Lado maior = 3,25 mm.



Fotomicrografia 23: Cristais de biotita em "aglomerados", com cristais primários e secundários. Associação com apatita, epidoto e allanita. Amostra PI-426B. Lado maior = 3,25 mm.

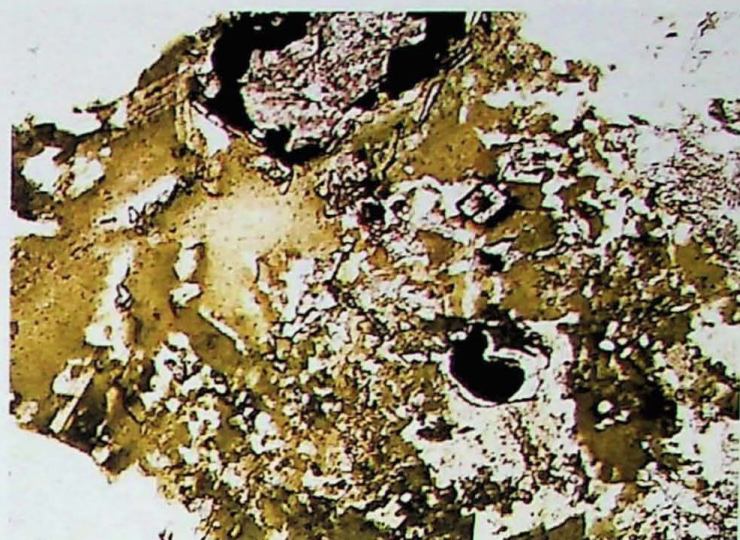


Fotomicrografia 24: Cristal primário de biotita deformado, apresentando variação no pleocroísmo, envolto por cristais secundários. Associação com epidoto e minerais opacos. Amostra PI-426B. Lado maior = 3,25 mm.

Prancha 5



Fotomicrografia 25: Cristais de biotita recristalizada, intersticiais aos cristais félsicos maiores, também preenchendo as fraturas do megacristal. Amostra PI-112B. Lado maior = 3,2 mm.



Fotomicrografia 26: Biotita e quartzo formando simplectito. Inclusões de minerais opacos e allanita (?). Amostra PI-17. Lado maior = 1,3 mm.



Fotomicrografia 27: Associação entre epidoto e biotita verde, formando pseudomorfo de hornblenda (?). Amostra PI-440. Lado maior = 1,63 mm.



Fotomicrografia 28: Associação entre epidoto e biotita verde. O cristal de biotita é xenomórfico e apresenta bordas recristalizadas. No centro, abaixo, com relevo alto, inclusão de zircão. Amostra PI-270E. Lado maior = 1,3 mm.



Fotomicrografia 29: Cristal euédrico de titanita. Amostra PI-147AB. Lado maior = 1,3 mm.

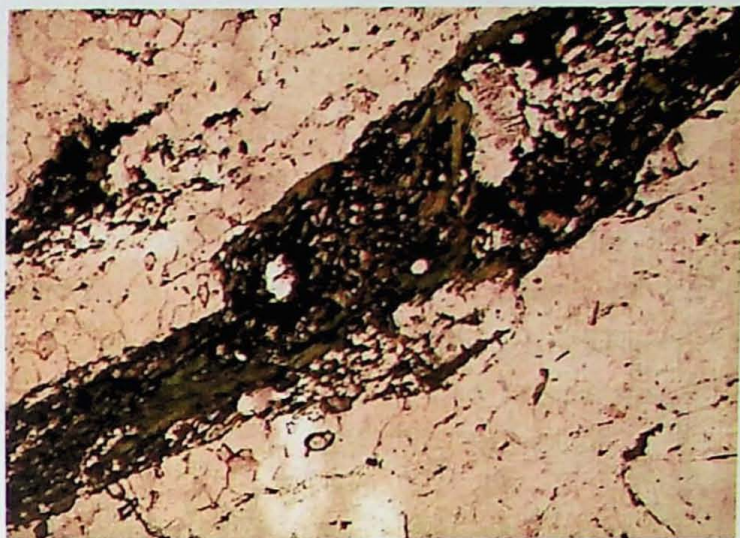


Fotomicrografia 30: Minerais opacos anedrais, provavelmente ilmenita, manteados por titanita. Amostra PI-112B. Lado maior = 1,3 mm.

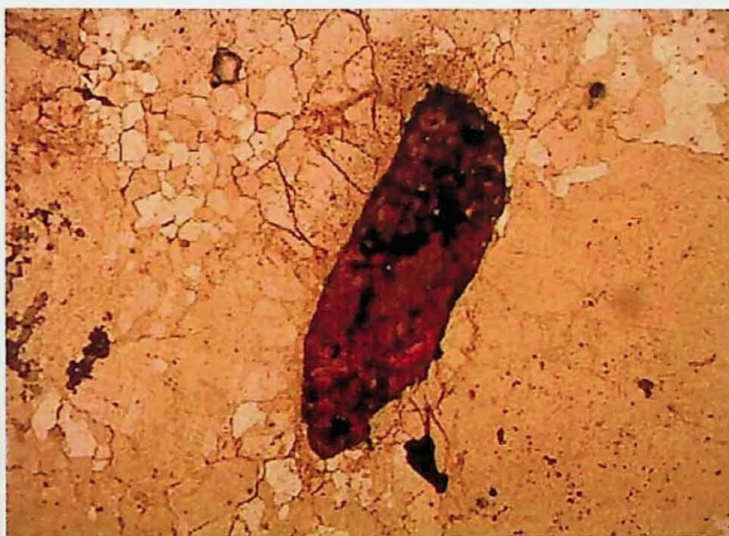
Prancha 6



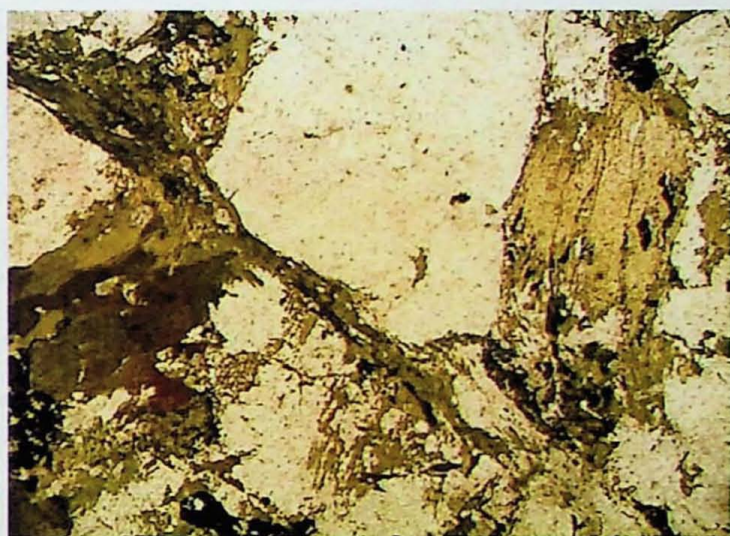
Fotomicrografia 31: Abundância de cristais de apatita em meio aos minerais félsicos. Associam-se ainda cristais euédricos de zircão e um mineral opaco euédrico (magnetita?) Amostra PI-147AB. Lado maior = 1,3 mm.



Fotomicrografia 32: Clorita em associação com biotita e epidoto, formando pseudomorfo. Amostra PI-384B. Lado maior = 3,25 mm.



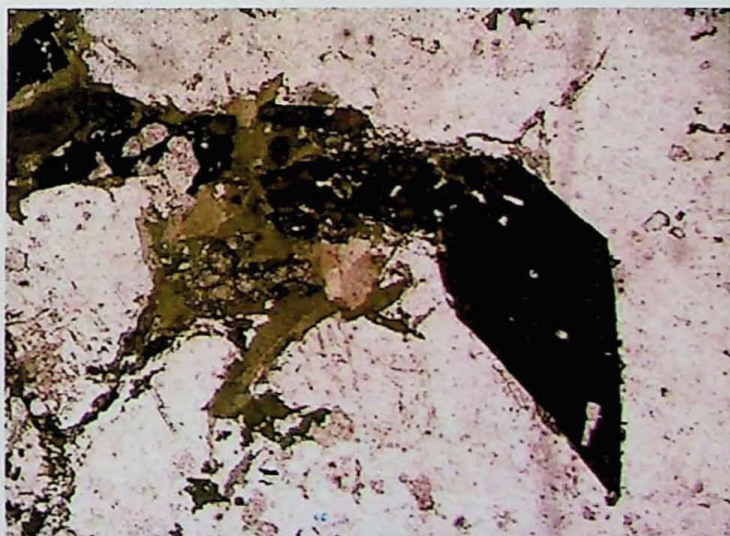
Fotomicrografia 33: Cristal sub-édrico de allanita. Amostra PI-413. Lado maior = 3,25 mm.



Fotomicrografia 34: Feição de deformação: os cristais de biotita dobram-se acompanhando a movimentação de uma zona de cisalhamento microscópica. Amostra PI-112B. Lado maior = 3,2 mm.



Fotomicrografia 35: Venulação félsica invadindo unidade méfica. No canto inferior direito, pequena zona de cisalhamento com orientação perpendicular à orientação da venulação. Amostra PI-97. Lado maior = 10,2 mm.



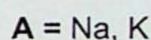
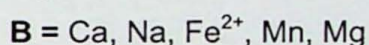
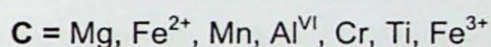
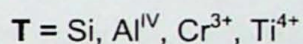
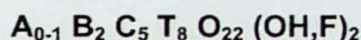
Fotomicrografia 36: Cristal euédrico de titanita sofrendo deformação, em que a ponta do cristal é esmigalhada em estado sólido. Amostra PI-112B. Lado maior = 3,2 mm.

7. Química mineral

As análises de química mineral, neste trabalho, englobaram diversas unidades do maciço, principalmente as mais evoluídas, mas também foram realizadas análises nos ocelos félsicos de monzonitos microporfiríticos (Mp) e nas vênulas félsicas que cortam os monzodioritos da região central do plúton. Uma rocha de monzonito foi analisada como modelo para as unidades menos evoluídas. Os dados de Janasi (1986), que incluem principalmente as unidades mais primitivas, foram utilizadas como base de comparação para elaboração do modelo evolutivo.

7.1 – Química mineral de anfibólio

A fórmula estrutural dos anfibólios foi calculada na base de 23 oxigênios. A fórmula geral dos anfibólios obedece à seguinte expressão (Deer *et al.*, 1992, Klein & Hurlbut, 2002):



Para fins de nomenclatura, foi utilizada a classificação dos anfibólios proposta pela IMA (International Mineralogical Association). O IMA sugere a utilização do método de Schumaker (*cf.* Leake *et al.*, 1997) para o cálculo dos valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} , que tem como base a média de nove diferentes estimativas (quatro estimativas mínimas e cinco estimativas máximas para Fe^{3+}).

No entanto, Martins (2001), a partir da análise de H_2O por via úmida e Gualda & Vlach (2005), a partir da avaliação de análises de diversos anfibólios por microsonda eletrônica, observam que a normalização para 13 cátions exceto Ca, Na e K (13-CNK) é mais adequada para as estimativas composicionais em anfibólios cálcicos (alvos do presente estudo) e, por isso, neste trabalho este método será adotado para a estimativa do conteúdo de Fe^{3+} e para a classificação dos anfibólios.

O conteúdo de sílica, em proporções catiônicas, sofre variação significativa apenas em cristais zonados, variando de 6,5 átomos p.f.u. na borda a 7,0 átomos p.f.u. no núcleo. O conteúdo de sílica mantém-se em torno de 6,5 átomos p.f.u. nos demais cristais, sem grandes variações.

A partir do diagrama Si x mg# (figura X, é visível que existem dois grupos de anfibólios das unidades estudadas. O primeiro deles engloba fundamentalmente as unidades menos evoluídas, apresentadas neste trabalho como as amostras de Janasi (1986), e é caracterizado por altos conteúdos de Mg (mg# acima de 0,5) e de Si, mas ocorrendo com certa dispersão no diagrama. Em contraste, o segundo grupo engloba as unidades mais evoluídas, e é caracterizado por relativa homogeneidade na quantidade de Si, Fe e Mg, o que faz com que este grupo ocorra no diagrama como muitos pontos concentrados, à exceção de cristais zonados, com núcleo mais rico em Si. O mg# neste grupo apresenta sempre valores menores que o outro – valores inferiores a 0,5 –, refletindo a ocupação do Fe^{2+} no sítio C em substituição ao Mg.

O núcleo mais ricos em Si e Mg (mais actinolíticos), em oposição à borda com composição muito similar aos cristais de ocelos e matriz, implica em variações químicas durante a cristalização da rocha, indicando condições distintas de cristalização.

Como existe grande variação no conteúdo de cátions no sítio A (Na+K) (figura X), os anfibólios em estudo, do grupo dos anfibólios cálcicos, tiveram que ser classificados a partir de dois diagramas (figuras 3a e 3b), um para $\text{Na}+\text{K} > 0,5$, outro para $\text{Na} + \text{K} < 0,5$. Para visualização de todas as amostras, foi gerado também um diagrama Si x mg# sem os campos de classificação (figura 3c). Os anfibólios deste trabalho foram classificados como Fe-Hornblendas e Fe-Tsch-Hornblendas ($A < 0,5$) ou Fe-Ed-Hornblendas e Mga-Has-Hornblendas ($A > 0,5$).

A variação composicional dos anfibólios, em geral, é controlada pela substituição simples entre Fe^{2+} e Mg e pelas substituições edenítica ($\square^{\text{A}} + \text{Si} \Leftrightarrow (\text{Na}, \text{K})^{\text{A}} + \text{Al}^{\text{IV}}$) e tschermakítica ($\text{Si} + \text{Mg}^{2+} \Leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$), e subordinadamente pela substituição acoplada Ti-tschemakítica ($\text{Mg} + 2\text{Si} \Leftrightarrow \text{Ti} + 2 \text{Al}^{\text{IV}}$) (Deer *et al.*, 1992). Estas trocas são representadas na figura 4.

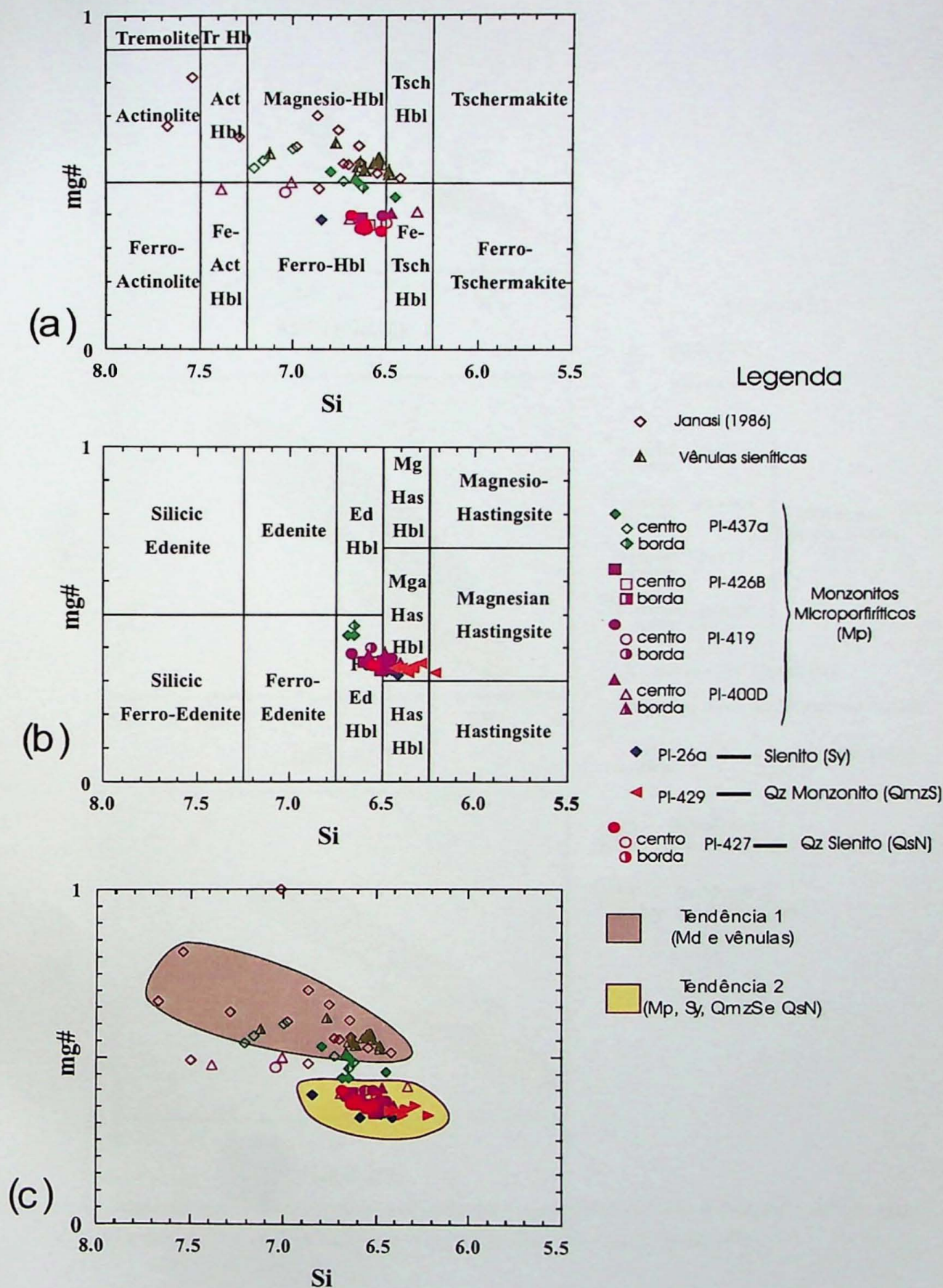


Figura 3 – classificação das horblendas cálcicas: (a) $Na+K < 0,5$ (b) $Na+K > 0,5$, $Fe^{3+} > AL^{IV}$. (c) diagrama genérico Si x mg# sem os campos de classificação.

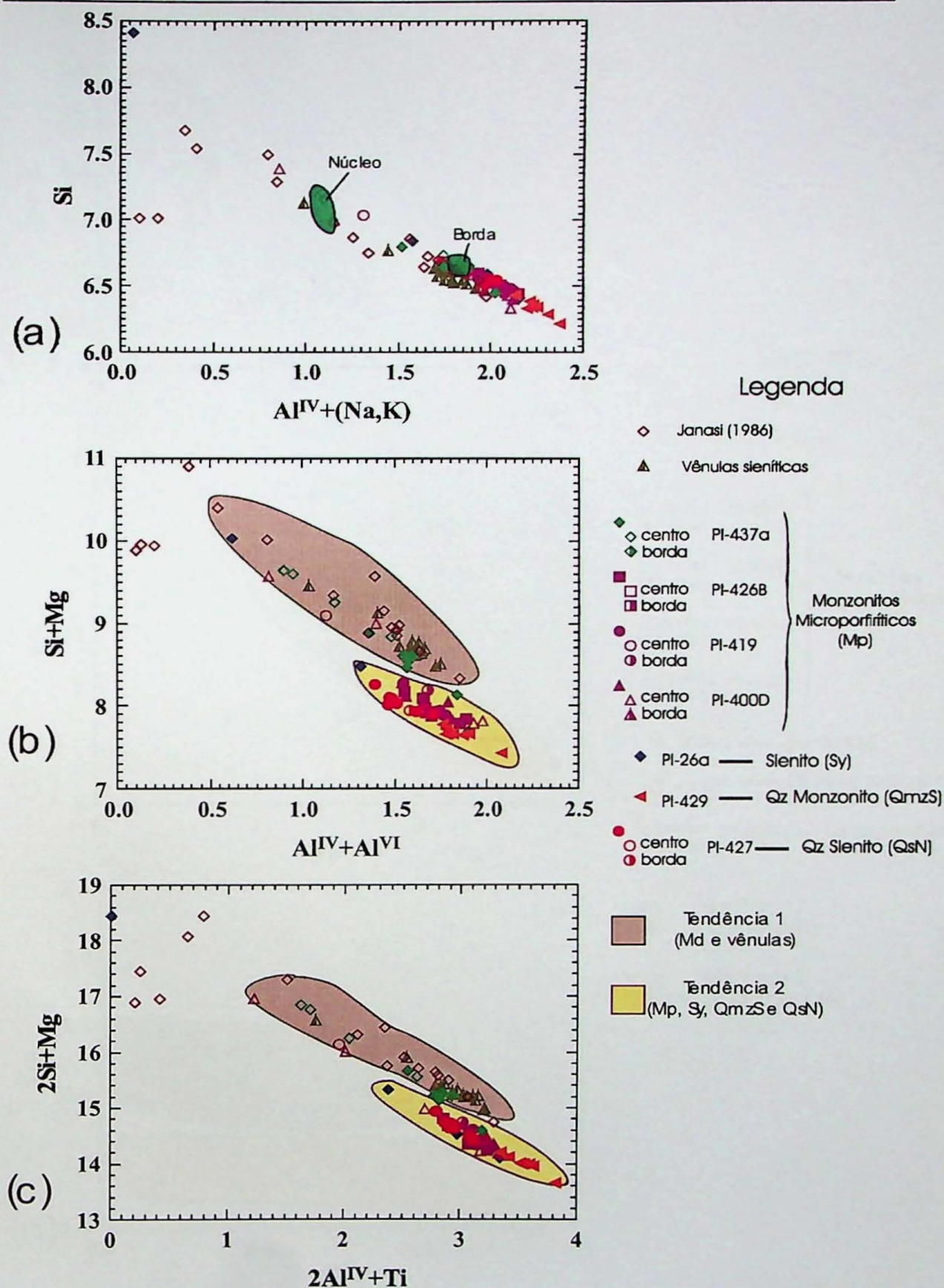


Figura 4 – diagramas que ilustram as trocas catiônicas: (a) troca edenítica: $\square^A + Si \rightleftharpoons (Na, K)^A + Al^{IV}$ (b) troca tschermakítica: $Si + Mg^{2+} \rightleftharpoons Al^{IV} + Al^{VI}$ (c) troca Ti-tschermakítica: $Mg + 2Si \rightleftharpoons Ti + 2Al^{IV}$.

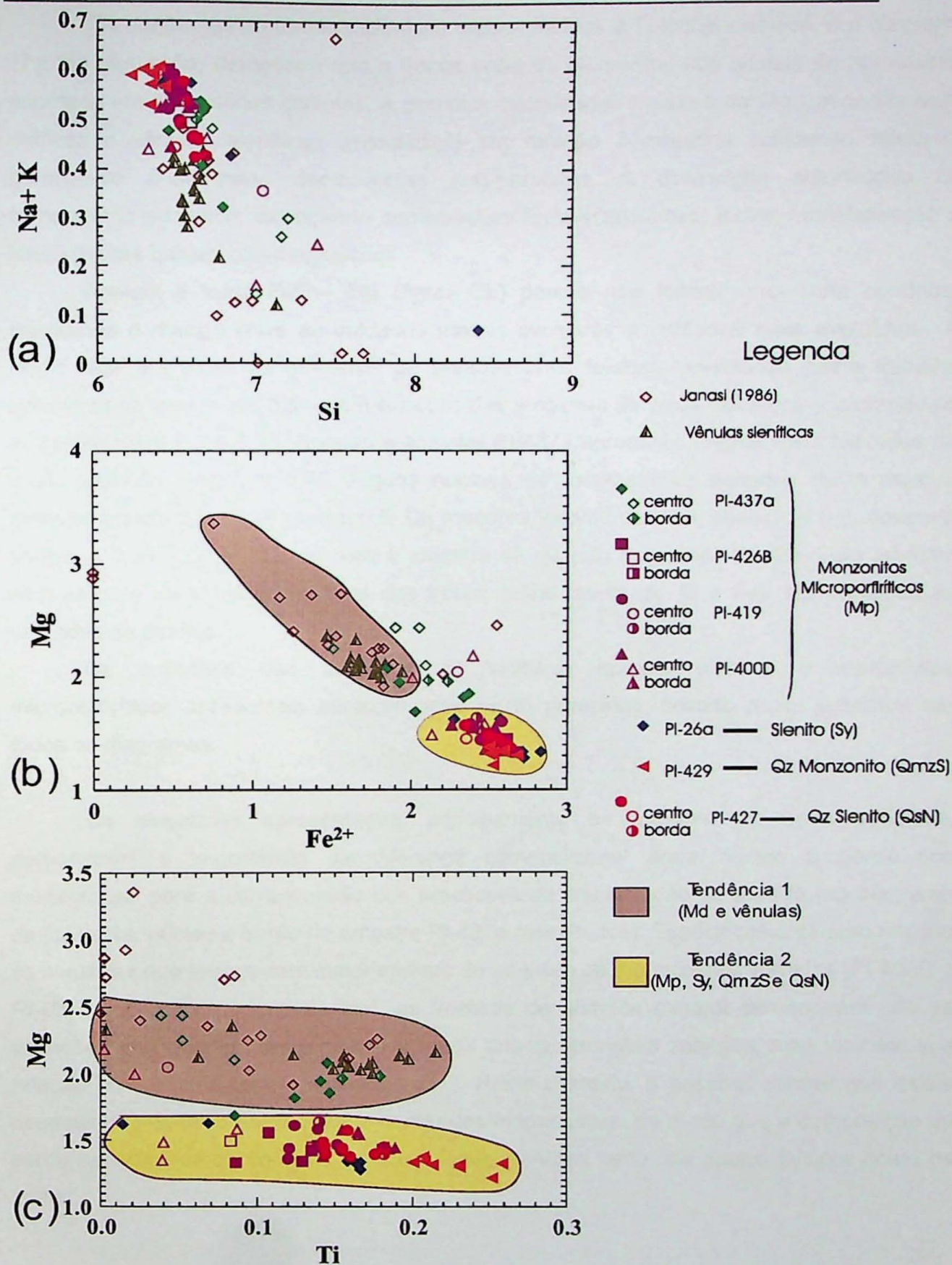


Figura 5 – diagramas complementares: (a) diagrama Si x (Na,K), demonstrando que as amostras do maciço estão concentradas na região próxima a $Na+K = 0,5$ (b) relação Fe^{2+} x Mg (c) relação Ti x Mg. Notar a presença de duas tendências, geradas pelas quantidades de Mg.

Os diagramas de trocas catiônicas tschermakítica e Ti-tschermakítica, e o diagrama Ti x Mg (figura 5a) demonstra que a trocas entre os elementos nos cristais de hornblenda acontece em duas séries distintas, a primeira quantidades maiores de Mg (unidades mais máficas e vênulas sieníticas associadas) em relação à segunda (unidades félsicas), gerando-se duas retas decrescentes sub-paralelas. A diminuição significativa do componente edenítico, alcançando composições ferro-actinolíticas, indica recristalização a temperaturas baixas, pós-magmáticas.

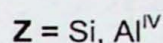
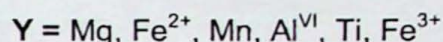
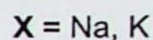
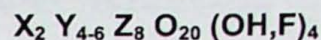
Apenas a troca $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$ (figura 5b) parece não formar uma linha contínua, separando o maciço entre as unidades menos evoluídas e unidades mais evoluídas. A razão mg# em todas as amostras de unidades mais félsicas, analisadas neste trabalho apresenta-se menor que 0,5 – com exceção das amostras de veios sieníticos –, situando-se na região entre 0,3 e 0,35. Apenas a amostra PI-437a apresenta valores mais elevados de mg#, podendo chegar a 0,45. Alguns núcleos de megacristais zonados desta mesma amostra apresentam mg# igual a 0,5. Os menores valores de mg#, abaixo de 0,3, podendo chegar a 0,28, foram obtidos para a amostra de quartzo monzonito PI-429. Esta amostra está sempre na extremidade final das trocas (altos teores de Al e Fe), em oposição às unidades de dioritos.

Os anfibólios das amostras de sienitos, quartzo sienitos e monzonitos microporfiríticos apresentam características muito parecidas, ficando muito próximos em todos os diagramas.

Os diagramas apresentados, principalmente o diagrama de troca edenítica, demonstram a importância da diferença composicional entre núcleo e borda dos megacristais para a compreensão dos processos de cristalização do maciço (no diagrama da figura 4a, núcleo e borda da amostra PI-437a ressaltados). Especificamente com relação às amostras que apresentam maior número de análises de megacristais zonados (PI-400D e PI-437a, referentes à unidade Mp), as análises de química mineral demonstram não as variações que ocorrem entre núcleo e borda dos megacristais zonados, mas também sua relação com os cristais de ocelos e matriz. Neste contexto, é possível afirmar que existe desequilíbrio químico entre borda e centro dos megacristais, de modo que a composição da borda aproxima-se da composição dos cristais menores tanto dos ocelos félsicos como da matriz.

7.2 – Química mineral de biotita

A fórmula estrutural das biotitas foi calculada na base de 20 oxigênios e 4(OH) (ou 22 O). A fórmula geral das biotitas obedece à seguinte expressão (Deer *et al*, 1992):



As biotitas apresentam quantidade de sílica variando de 5,55 a 5,92 átomos p.f.u., com algumas exceções que apresentam mais de 6 átomos p.f.u. (uma análise da amostra PI-26a e uma análise da amostra PI-426). A quantidade de potássio também é constante e variando de 1,88 a 2,0 átomos p.f.u. O Al^{IV} nas amostras é da ordem de 2,1 átomos p.f.u., exceto em uma análise da amostra PI-426, em que essa quantidade é de 1,84 átomos p.f.u. O Al^{VI} tem maior variação nas amostras do maciço, ocorrendo no intervalo de 0,7 a 1,2 átomos p.f.u.

Existe grande variação na relação entre Fe e Mg nas biotitas, de modo que as unidades menos evoluídas apresentam maiores teores de Mg e menores teores de Fe^{2+} em relação às unidades mais evoluídas.

A troca não é sistemática, pois existem lacunas na série, que pode ser dividida em três grupos: monzodioritos, vênulas sieníticas associadas e monzonito PI-437a; monzonitos, quartzo monzonitos e algumas amostras de quartzo sienito (PI-426 e PI-427); e por fim quartzo sienitos (PI-410 e PI-440). Esta divisão pode ser observada também nos diagramas $fe\# \times Si$ e no próprio diagrama de classificação de biotitas (grupos marcados nas figuras 6 e 7a).

Os veios félsicos estão associados às rochas menos evoluídas, num conjunto com $mg\# > 0,4$. O alto valor de $mg\#$ para estas amostras pode ser indicativo de que mais Fe é trivalente, formando óxidos e, com isso, é evidência de que estas amostras tenham se formado em condições mais oxidantes (Anderson & Smith, 1995).

As amostras de quartzo sienitos (Qs), quartzo monzonitos (Qmz) e monzonitos microporfiríticos (Mp) apresentam sempre valores muito próximos em todos os diagramas, com exceção da amostra PI-440 (quartzo sienito). Além disso, estas três unidades parecem constituir entre si uma série bem definida, com os Mp como unidade menos evoluída, com maiores valores de Mg, seguida pela unidade de Qmz e por fim pela unidade de Qs.

O diagrama de variação de Ti em função de fe# (figura 7b) demonstra que os teores são muito dispersos, ou seja, a quantidade de Ti na biotita não é função de fe#, demonstrando independência entre Mg e Ti. No entanto, nota-se que em algumas amostras parece existir certa correlação positiva (amostras de Mp, Qs PI-427 e PI-440). Os monzodioritos possuem valores levemente mais elevados (variando entre 0,2 e 0,53 átomos p.f.u.) em relação às demais unidades (que variam de 0,05 a 0,41 átomos p.f.u.).

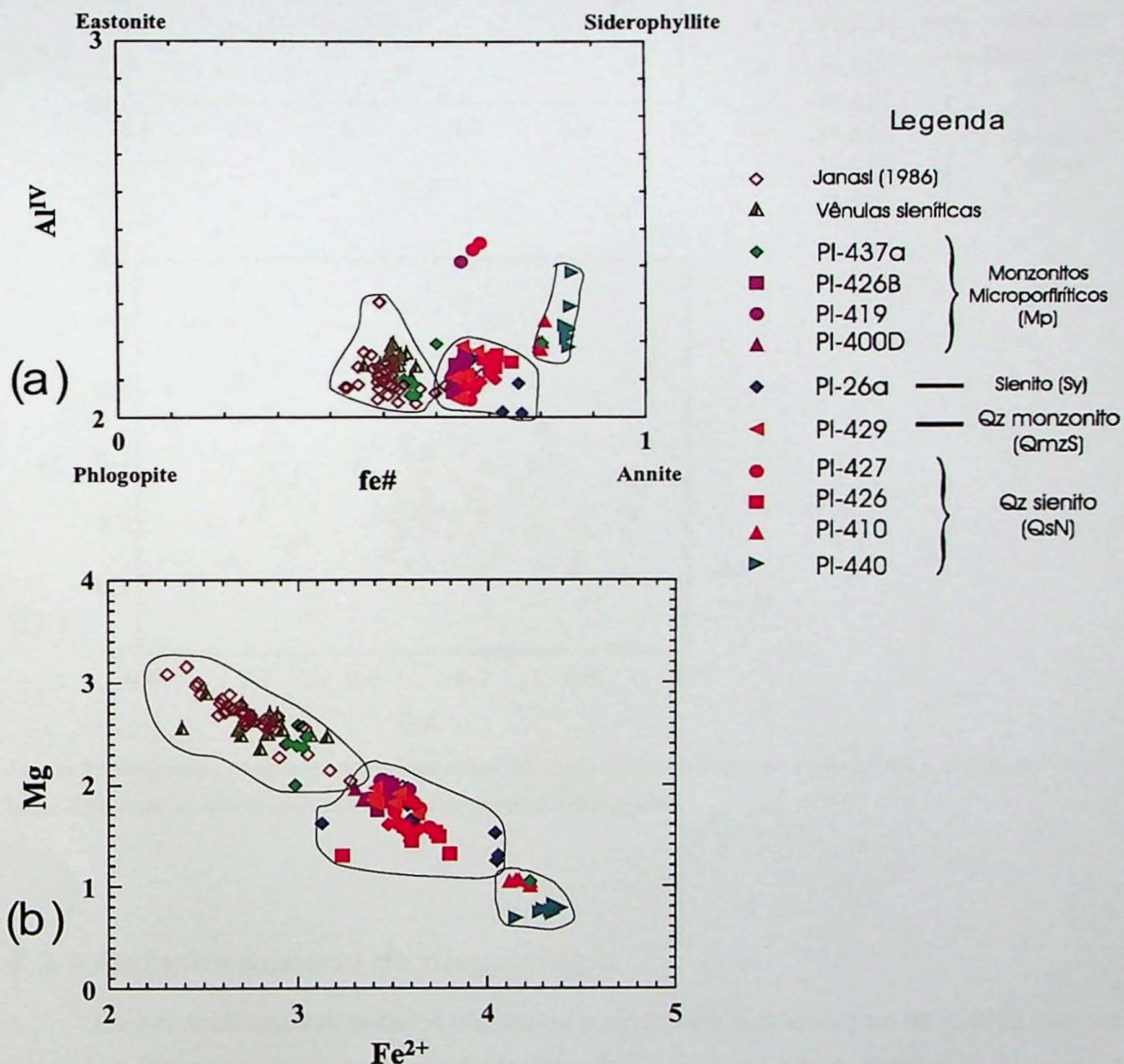


Figura 6 – (a) Classificação das biotitas estudadas, modificado de Deer et al. (1992). (b) Relação Fe^{2+} x Mg. Notar a geração de três grupos bem definidos, marcados nas figuras.

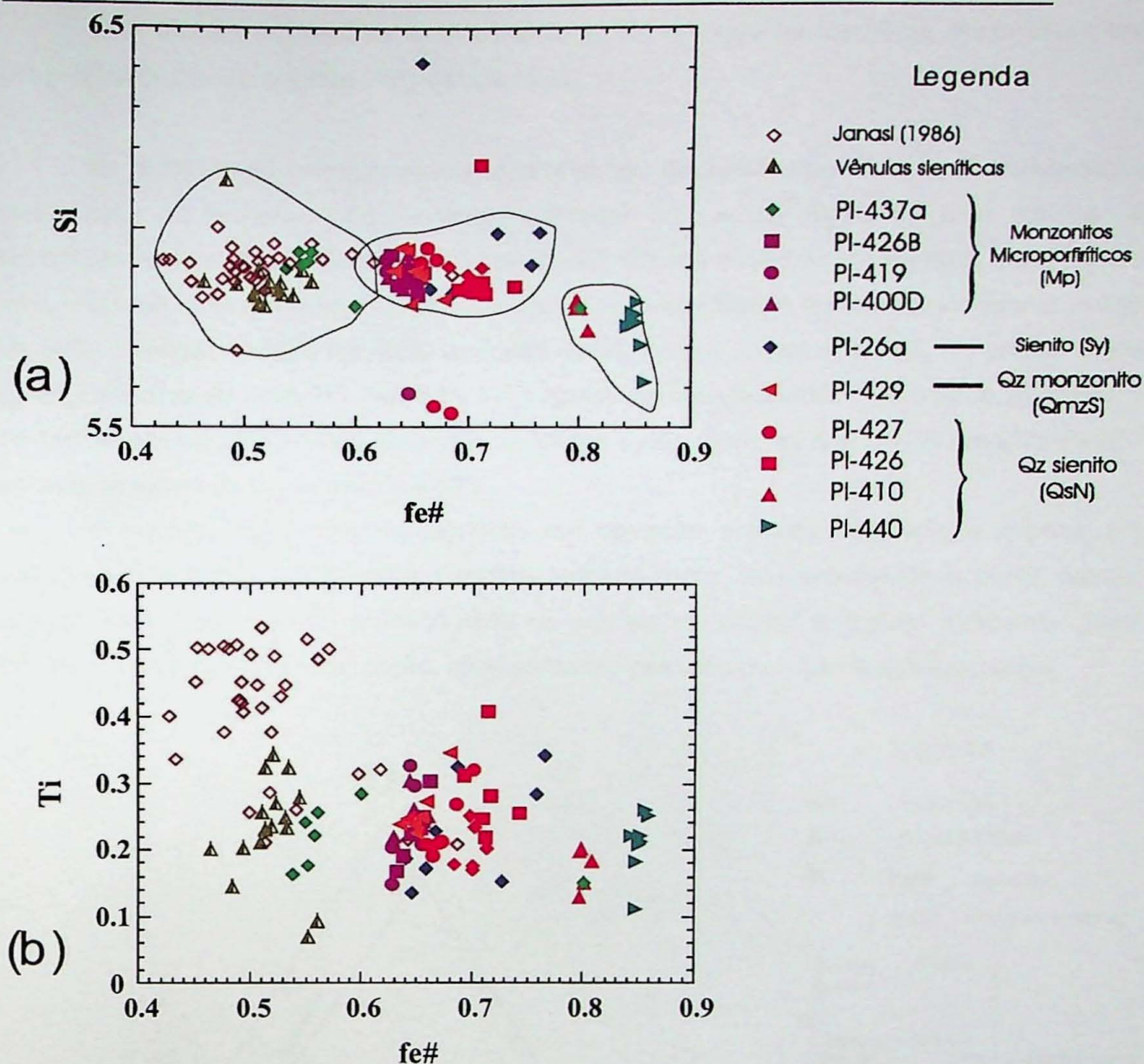


Figura 7 – diagramas complementares, que usam *fe#* como índice de fracionamento: (a) *fe#* x Si (b) *fe#* x Ti. Notar a geração de três grupos bem definidos, marcados nas figuras.

7.3 – Química mineral de plagioclásio

Foram analisados apenas os cristais de plagioclásio das amostras de rochas félsicas do plúton Piracaia, objeto principal deste trabalho, e tiveram como objetivo o cálculo de temperatura das amostras.

A fórmula estrutural de plagioclásio foi calculada na base de 32 oxigênios. A fórmula geral do plagioclásio obedece à seguinte expressão (Deer *et al*, 1992):



Esta fórmula representa uma solução sólida em que os membros finais são albita (Ab) – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – e anortita (An) – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

As análises de química mineral demonstram variações significativas na composição dos cristais de feldspato nas diferentes unidades do maciço (figura 8). Esta variação é ressaltada no teor de anortita: a grande parte dos valores de An ocorre na faixa entre 10% e 15%, mas algumas análises, referentes a centro de megacristais apresentaram teores acima de 30%, podendo chegar até 46% (amostra 400A, núcleo saussuritizado). As amostras de quartzo sienitos do norte (PI-440 e PI-427) apresentam plagioclásio mais sódico. A amostra PI-440 apresenta plagioclásio albitico, com teores de An menores que 3%. A amostra PI-427 apresenta teores de An entre 5% e 12%.

O núcleo cálcico dos megacristais em oposição à borda mais sódica implica em variações físico-químicas durante a cristalização da rocha. Aparentemente, a borda destes cristais está em equilíbrio químico com os cristais de ocelos e matriz, indicando duas condições distintas de cristalização, representadas pelo núcleo e borda destes cristais.

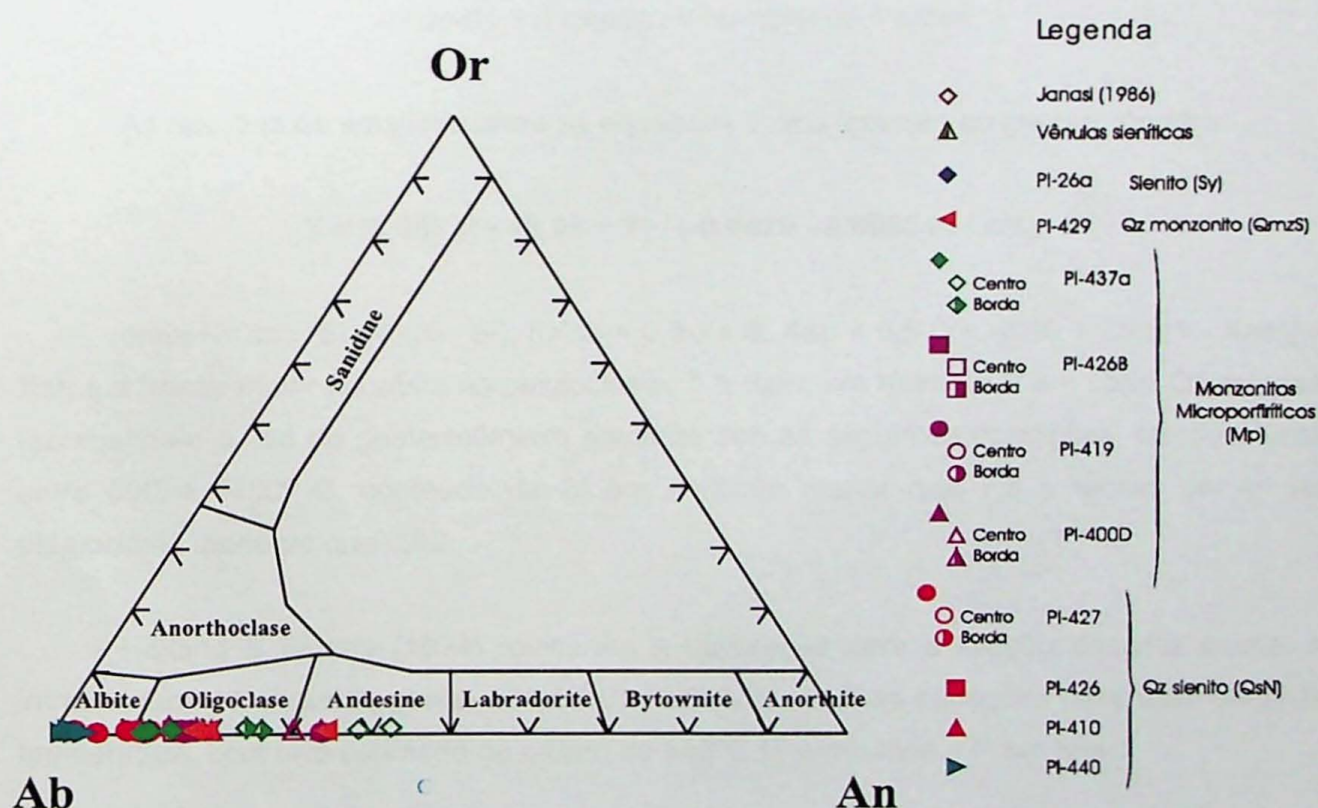


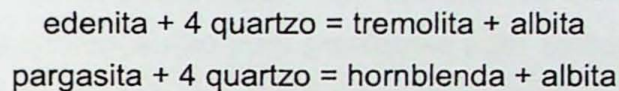
Figura 8 – Classificação dos cristais de plagioclásio analisados.

8. Condições de cristalização

Os geobarômetros e geotermômetros mais utilizados em rochas plutônicas são baseados em dados experimentais e observacionais (calibrações empíricas), em muitos casos baseados em equilíbrios químicos entre minerais (anfíbólio, plagioclásio). Uma vez que podem ocorrer reequilíbrios em condições *subsolidus*, os dados obtidos nem sempre refletem as condições de cristalização dos minerais primários das rochas, que são o objetivo deste trabalho. Por isso, é necessário o estudo cuidadoso das amostras em petrografia, embora nem sempre se possa assegurar que não houve reequilíbrios tardios.

8.1 – Temperatura

Blundy & Holland (1990) desenvolveram empiricamente um geotermômetro para rochas saturadas em sílica, que considera o conteúdo de Al em hornblendas coexistente com o teor de anortita em plagioclásio, a partir das equações:



As relações de equilíbrio entre as equações acima levaram ao geotermômetro:

$$T = (0,667 P - 48,98 + Y) / (-0.0429 - 0.008314 \ln K)$$

onde $K = X_{ab} (Si - 4) / (8 - Si)$; $[(X_{ab} > 0,5 \ Y = 0; X_{ab} < 0,5 \ Y = -8,06 + 25,5(1 - X_{ab})]$ e X_{ab} é a fração molar de albita no plagioclásio; T é dada em Kelvin e P em kbar. Os autores recomendam o uso do geotermômetro somente sob as seguintes condições: temperaturas entre 500 e 1100° C, conteúdo de Si em anfíbólio menor que 7,8 e teores de An no plagioclásio menores que 0,92.

Holland & Blundy (1994) revisaram a calibração para a reação descrita acima, e introduziram um segundo geotermômetro, resultando em duas equações para estimativa de temperatura, com erro estimado da ordem de $\pm 40^\circ\text{C}$ (T em Kelvin e P em kbar).

a) TA – Termômetro edenita-tremolita (para paragêneses saturadas ou não em sílica)

$$TA = \frac{-76,95 + 0,79P + Y_{ab} + 39,4X_{Na}^A + 2,4X_K^A + (41,5 - 2,89P) \cdot X_{Al}^{M2}}{-0,0650 - R \cdot \ln \left(\frac{27 \cdot X_{Si}^A \cdot X_{ab}^{T1} \cdot X_{ab}^{plug}}{256 \cdot X_{Na}^A \cdot X_{Al}^{T1}} \right)}$$

Onde Y_{ab} é dado por: $X_{ab} > 0,5 \rightarrow Y_{ab} = 0$; $X_{ab} < 0,5 \rightarrow Y_{ab} + 12(1-X_{ab})^2 - 3 \text{ kJ}$.

- b) TB – Termômetro edenita-richterita (para paragêneses sem ou com pouco quartzo), que se baseia na reação edenita + albita = richterita + anortita:

$$TB = \frac{78,44 + Y_{ab-an} - 33,6X_{Na}^{M4} - (66,8 - 2,92P).X_{Al}^{M2} + 78,5X_{Al}^{T1} + 9,4X_{Na}^A}{0,0721 - R \cdot \ln \left(\frac{27.X_{Na}^{M4} X_{Si}^{T1} .X_{an}^{plag}}{64.X_{Ca}^{M4} .X_{Al}^{T1} .X_{ab}^{plg}} \right)}$$

Onde Y_{ab-an} é dado por: $X_{ab} > 0,5 \rightarrow Y_{ab-an} = 3 \text{ kJ}$; ou $X_{ab} < 0,5 \rightarrow Y_{ab} + 12 (2X_{ab} - 1) + 3 \text{ kJ}$.

As equações do trabalho de Holland & Blundy (1994), acima descritas, são sensíveis ao conteúdo de Fe^{3+} , cujo valor é estimado a partir do cálculo de ocupação dos sítios catiônicos. Embora o método de cálculo usado pelos autores seja diferente do método realizado para o cálculo de anfibólios no presente trabalho (13-CNK), Bachmann & Dungan (2002) indicam que esta diferença não gera problemas para estimativas de temperatura, e recomendam (com base em Anderson, 1996) o uso da expressão TB de Holland & Blundy (1994) para o cálculo de estimativa de condições de temperatura de cristalização a partir do equilíbrio Hbl-Pl, embora admitam que os valores obtidos pela equação de Blundy & Holland (1990) forneçam resultados muito parecidos.

8.2 – Pressão

Diversos trabalhos tentaram calibrar geobarômetros em função do conteúdo de Al em hornblenda (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson & Rutherford, 1989; Schmidt, 1992), mas todos eles trabalham com intervalos muito específicos de temperatura, o que pode distorcer alguns resultados para plútons que se formem a temperaturas mais baixas ou mais altas que as utilizadas para a calibração das equações propostas.

Hammarstrom & Zen (1986) identificam a possibilidade de utilizar o conteúdo de Al em hornblenda para estimar a pressão de cristalização de corpos graníticos, a partir da observação do incremento do Al contido na hornblenda com o aumento da pressão de cristalização.

A partir de dados numéricos obtidos para as paragêneses observadas em auréolas regionais de granitóides os autores calibraram empiricamente o geobarômetro através da função:

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = - 3,92 + 5,03 \text{ Al}_{\text{total}}$$

A paragênese requerida para a aplicabilidade da função acima descrita é: quartzo, feldspato potássico, plagioclásio An_{25-35} , biotita, hornblenda, titanita e óxidos de ferro e titânio, mais fundido e vapor.

Hollister *et al.* (1987) adicionaram composições de hornblendas cristalizadas em composições intermediárias (4-6 kbar) aos dados de Hammarstrom & Zen (1986) e concluíram que este procedimento diminui o erro na determinação da pressão de ± 3 kbar para ± 1 kbar. A equação proposta pelos autores é:

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = - 4,76 + 5,64 Al_{total}$$

Johnson & Rutherford (1989) realizaram experiências sob condições isotermais (740-780°C) com controle da oxidação e P_{vapor} , chegando a uma nova calibração, que é expressa por:

$$P(\pm 0,5 \text{ kbar}) = - 3,46 + 4,23 Al_{total}$$

Schmidt (1992) obteve novos dados para a calibração do geobarômetro de Al em hornblenda, sob condições de saturação em água e temperaturas de 700-655° C. A calibração experimental obtida é expressa por:

$$P(\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,01 + 4,76 Al_{total}$$

Segundo este autor, as diferenças com a calibração de Johnson & Rutherford (1989) demonstram a importância da T e a(fluidos) para a calibração do geobarômetro de Al em hornblenda.

Anderson & Smith (1995) utilizam os dados experimentais de Johnson & Rutherford (1989) e Schmidt (1992) para criar um novo geobarômetro em função do conteúdo de Al em hornblenda que incorpora a influência da temperatura:

$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = 4,76Al - 3,01 - [(T(^{\circ}C) - 675)/85] \times [0,530Al + 0,005294(T(^{\circ}C) - 675)]$$

onde o Al é a soma de $Al^{IV} + Al^{VI}$.

Os autores indicam, ainda, possível interferência da fO_2 – o geobarômetro seria falho para plútons cristalizados em condições muito redutoras – e recomendam a aplicação deste geobarômetro para hornblenda com $Fe_T / (Fe_T + Mg) < 0,65$.

É preciso ressaltar que a troca catiônica sensível à variação de pressão é a tschermakítica. No entanto, a troca edenítica, sensível à temperatura, também envolve o Al em hornblenda, por isso não é adequado trabalhar com Al_{tot} na estimativa de condições de

pressão de cristalização. O único dos trabalhos descritos acima que considera o efeito da troca edenítica é o de Anderson & Smith (1995).

8.3 – Resultados

Para as estimativas de temperatura foi utilizado o geotermômetro de Blundy & Holland (1990) ; a partir da temperatura de cristalização estimada foi realizado o cálculo da estimativa de pressão de cristalização pelo geobarômetro de Anderson & Smith (1995), que parece ser o mais adequado para os cálculos de estimativa de pressão de cristalização.

Os dados químicos utilizados foram os valores obtidos em química mineral de hornblenda (Al_{tot}) e plagioclásio (teor de An). Os cálculos foram realizados a partir de valores médios para cada mineral, em cada amostra, nos casos em que os cristais de hornblenda e plagioclásio são relativamente homogêneos.. As análises de megacristais zonados foram separadas, relacionando núcleo e borda de cristais de hornblenda e plagioclásio zonados. Por fim, foi feita a comparação entre cristais de ocelo e matriz de uma amostra da unidade Mp.

É preciso ressaltar que nem todas as rochas possuem hornblenda modal, como é o caso de alguns quartzos sienitos (PI-440, PI-413), e por isso as estimativas de P-T não puderam ser realizadas nestas amostras

Os valores de temperatura de cristalização ($T_{(Hbl-Pl)}$) variam entre 686 e 715°C nas análises para cristais homogêneos das unidades de Mp (amostras PI-437a, PI-419 e PI-426B) e Qs (PI-427) (tabela 1). A variação é de cerca de 30°C, assim estes valores estariam dentro do intervalo de erro do método e por isso podemos assumir que a temperatura não apresenta variação para estas amostras. A única amostra que apresenta valor de $T_{(Hbl-Pl)}$ mais elevada (756°C) é a amostra PI-429, da unidade de quartzos monzonitos.

Foi estimada a $T_{(Hbl-Pl)}$ para duas amostras de Mp que apresentam cristais zonados (PI-400D e PI-437a). Existe variação nas estimativas para núcleo e borda, da ordem de 30°C na amostra PI-400D (707°C e 736°C, respectivamente) e de 14°C na amostra PI-437a (697°C e 711°C, respectivamente). Poderia ser considerado que estes valores estão dentro do erro do método, mas a temperatura do centro é sempre menor que a temperatura da borda nestes cristais, e os valores de $T_{(Hbl-Pl)}$ são sempre maiores na amostra PI-400D, que é um Mp mais evoluído que o Mp PI-437a.

A estimativa de temperatura de cristalização a partir de cristais de hornblenda e plagioclásio foi realizada também separadamente nos ocelos e matriz da amostra de Mp PI-400D. Os valores obtidos para $T_{(Hbl-Pl)}$ são praticamente os mesmos: 719°C na matriz e 721°C nos ocelos.

Os valores de pressão de cristalização, estimados a partir do conteúdo de $Al_{(Hbl)}$, ocorrem no intervalo de 4,2 a 4,9 kbar para os cristais de hornblenda homogêneos, no

intervalo de 4 a 4,2 kbar para cristais zonados (variação núcleo-borda, respectivamente) da amostra PI-400D da unidade Mp, e no intervalo de 4,2 e 4,7 kbar para ocelos e matriz, respectivamente, na amostra PI-400D da unidade Mp.

As estimativas de $P_{(Hbl)}$ para os cristais zonados da amostra PI-437a da unidade Mp são as únicas que apresentaram valores anômalos ($P = 2,2$ kbar no núcleo e 3,9 kbar na borda).

Com exceção dos cristais zonados da amostra PI-437a a variação dos valores de pressão de cristalização em hornblenda a partir da quantidade de Al é pequena, levando em consideração a incerteza do método ($\pm 0,6$ kbar para o trabalho de Anderson & Smith (1995)), o que permite afirmar que não existe variação significativa nas condições de pressão de cristalização entre as unidades do plúton de Piracaia.

amostra	PI-437a Mp	PI-426B Mp	PI-419 Mp	PI-429 Qmz	PI-427 Qs
T (BH1990)	679.94	708.84	715.25	754.98	686.90
P (AS1995)	4.59	4.85	4.79	4.58	4.20

amostra	PI-437a centro	PI-437a borda	PI-400D centro	PI-400D borda
T (BH1990)	697.15	711.09	706.79	736.15
P (AS1995)	2.23	3.94	4.02	4.21

amostra	PI-400D matriz	PI-400D ocelo
T (BH1990)	718.90	720.54
P (AS1995)	4.74	4.24

Tabela 1 – Estimativa das condições de cristalização baseados em cristais de Hbl e Pl: estimativas de temperatura a partir da equação de Blundy & Holland (1990). Estimativa das condições de pressão a partir do método de Anderson & Smith (1995).

8.4 – Estimativa de fO_2 a partir de mg#

De acordo com o trabalho de Anderson & Smith (1995), alto valor de mg# significa que mais Fe é trivalente e, com isso, é possível inferir a fO_2 a partir dos dados obtidos na química mineral, relacionando Fe e Mg.

As amostras de monzodioritos finos, analisadas por Janasi (1986), assim como as vênulas sieníticas associadas a essas rochas, apresentam os maiores valores para a razão mg#, com grande concentração dos valores no intervalo 0,5 e 0,6, com algumas amostras apresentando mg# com valores muito elevados, da ordem de 0,8, e já estariam no intervalo de recristalização pós-magmática (tremolita-actinolita). As amostras mais félsicas

apresentam-se sempre com valores muito inferiores de $mg\#$, concentrados em 0,3. A amostra PI-429, da unidade de quartzo monzonitos, apresenta os menores valores de $mg\#$ (0,29). As amostras analisadas da unidade Mp têm comportamento semelhante às amostras de unidades félsicas, com exceção da amostra PI-437a, que possui valores de mg entre 0,38 e 0,5.

No entanto, $mg\#$ é um importante indicador do fracionamento, de modo que seja natural e esperado que as unidades menos evoluídas apresentem cristais máficos com teores elevados de Mg. Sendo assim, a utilização de $mg\#$ para comparar amostras de unidades máficas e unidades félsicas parece não ser adequada, pois as unidades máficas pareceriam invariavelmente mais oxidadas.

As vênulas sieníticas são a única unidade félsica que apresenta elevados valores de $mg\#$, e podem ser comparadas às amostras das unidades máficas, de acordo com o diagrama Si x $mg\#$ (figura 3). Observa-se que o $mg\#$ das unidades máficas tem ampla variação e que as vênulas sieníticas estão no grupo com menores valores para esta razão, sugerindo que são rochas formadas sob condições mais reduzidas.

As unidades félsicas podem ser classificadas segundo o diagrama Al^{IV} x $fe\#$, com os campos estabelecidos por Anderson & Smith (1995) (figura 9). Os campos estabelecidos são totalmente qualitativos, e são focados em granitos. A estimativa absoluta da fO_2 precisaria ser feita com base em relações de equilíbrio entre minerais, de preferência óxidos (magnetita, hematita, ilmenita, etc.).

Esta figura indica que veios e monzodioritos encontram-se em condições similares de fO_2 , mas indica também que todas as amostras de quartzo sienitos, quartzo monzonitos e sienitos encontram-se no campo de fO_2 intermediária. Nota-se que as amostras da unidade Mp, com exceção da amostra PI-437a, assim como as amostras de rochas das unidades félsicas, ocorrem no campo de fO_2 intermediária.

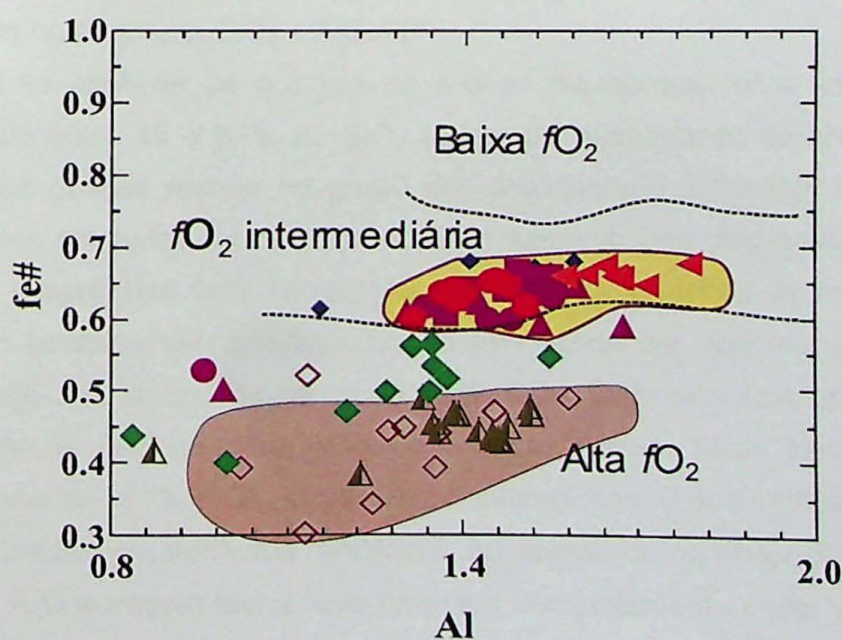


Figura 9 – Inferência de fO_2 a partir de $fe\#$ (modificado de Anderson & Smith, 1995). Símbolos iguais à figura 3. Notar a formação de duas tendências para fO_2 .

9. Química de Rochas

A química de rochas deste trabalho foi realizada com base em análises de elementos maiores e menores por FR-X e elementos-traço e ETR por ICP-MS nos laboratórios de química do DMG-USP, e englobou um grande conjunto de amostras, desde as amostras do acervo de Janasi (1986) até novas amostras, coletadas nas etapa de campo deste trabalho.

Foram elaborados diagramas de variação utilizando SiO_2 como índice de diferenciação, para óxidos e elementos-traço. Todas as análises de elementos maiores e menores foram recalculadas para 100% na base anidra para uso em diagramas de variação.

9.1 – Observações gerais

9.1.1 – Diagramas binários de variação química:

Nota-se que o Plúton Piracaia apresenta ampla variação nos teores de sílica, que variam entre 45 e 76%. Os diagramas binários demonstram existir correlação negativa entre SiO_2 e a maioria dos óxidos e elementos menores, com exceção para K_2O , cujas linhas de correlação são positivas, e Al_2O_3 e Na_2O , que parecem descrever uma linha de correlação curva convexa, com pico em aproximadamente 60% SiO_2 .

A correlação é negativa para os elementos traço Ba e Sr. No diagrama SiO_2 x Zr, apesar de haver certa dispersão dos dados existe correlação positiva bem definida para as unidades de monzodioritos e monzonitos microporfíricos. Sienitos e quartzo monzonitos parecem fazer parte desta mesma correlação. Os dados de quartzo sienitos e de vênulas sieníticas apresentam-se muito dispersos e não demonstram correlação.

Foram confeccionados também diagramas binários que relacionam SiO_2 e as razões mg#, A/NK e A/CNK. A correlação é negativa nos diagramas SiO_2 x mg# e SiO_2 x A/NK e positiva no diagrama SiO_2 x A/CNK.

As análises de química de rochas de monzodioritos finos e médios ocorrem no intervalo entre 45 e 57% de SiO_2 (atingindo quantidades de sílica que podem enquadrar algumas dessas rochas no grupo dos monzonitos) e formam linhas de tendências bem definidas em todos os diagramas. Com exceção dos diagramas de Al_2O_3 e Na_2O , estas linhas apresentam forte correlação negativa. As unidades de monzonitos microporfíricos podem também ser inseridas na mesma tendência dos monzodioritos finos e médios, seguindo nas linhas até cerca de 60% SiO_2 . Embora exista apenas uma análise para a unidade de sienitos, esta unidade parece também fazer parte desta mesma linha de tendência, em 61% SiO_2 . As vênulas sieníticas, com teor de sílica de até 65%, parecem não se enquadrar em nenhuma tendência, apresentando na maior parte das vezes (p.ex. Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e traços) teores que parecem completamente muito variados, e particularmente

distintos em relação às demais amostras.

As análises das amostras da unidade de quartzo sienitos revelam teores de SiO_2 no intervalo entre 60 e 76%. Destas amostras, a que apresenta maior teor de sílica (PI-440), embora tenha sido descrita em campo como quartzo sienito, apresenta composição química de granito, com cerca de 75% de sílica e mais de 20% de quartzo normativo. Embora os pontos destas unidades sejam mais dispersos nos diagramas binários, elas formam linhas de tendência para a maioria dos elementos analisados, exceto Zr, em que os dados aparecem muito dispersos. Estas linhas têm correlação mais branda que as linhas de tendência das unidades máficas. Diferenças significativas entre estas linhas ocorrem apenas nos diagramas de Al_2O_3 e Na_2O – em que a correlação torna-se levemente negativa, em oposição à linha de tendência de correlação levemente positiva nos monzodioritos.

Foram realizadas apenas duas análises para as amostras da unidade de quartzo monzonitos, que ocorrem no intervalo entre 57 e 64% SiO_2 . Os resultados das duas análises não são muito parecidos entre si, aparecendo no diagrama em posição intermediária entre a tendência de monzodioritos e monzonitos e a tendência dos quartzo sienitos. Como foram realizadas poucas análises, não se pode dizer se esta unidade está inserida em alguma das duas linhas de tendência ou define uma tendência distinta.

9.1.2 – Diagramas de ETR:

O conjunto de elementos terras raras (ETR) foi lançado em diagramas multi-elementares normalizados pelo condrito (a partir da estimativa de Sun & McDonough, 1989).

As curvas de ETR apresentam declividade negativa, mais acentuada entre os elementos La e Sm (ETR leves), e mais suave – quase horizontal – entre Dy e Lu (ETR pesados).

Os padrões das amostras de monzonitos microporfíricos e sienitos são praticamente paralelos, com teores levemente maiores para os sienitos. O veio sienítico da amostra PI-147AB tem comportamento similar a essas amostras.

As amostras de quartzo sienitos apresentam as maiores razões $(\text{La/Yb})_N$ (86 na amostra de PI-440 e 41 na amostra de Qs PI-410) em relação aos monzodioritos (que apresenta $\text{La/Yb} = 18$ na amostra PI-5c). Existe anomalia negativa em Eu para as amostras destas unidades.

O comportamento das duas amostras de quartzo monzonitos não é constante, apresentando variação na razão $(\text{La/Yb})_N$ (21 na amostra PI-429 e 16 na amostra PI-270e). A diferença mais significativa entre as amostras de quartzo monzonitos é na anomalia em Eu, que é negativa na amostra PI-270e e levemente positiva na amostra PI-429.

9.1.3 – Diagrama multi-elementares normalizados (*spidergrams*):

O conjunto de elementos incompatíveis foi lançado em diagramas multi-elementares normalizados pelo manto primitivo (a partir da estimativa de Sun & McDonough, 1989), que foi escolhido como referência em vista do caráter básico dos magmas mais primitivos de Piracaia, indicativo de origem no manto.

Não existe um único padrão para as curvas de elementos-traço no *spidergram* para as diversas unidades do Plúton de Piracaia.

As amostras de rochas das unidades mais máficas têm padrões que são muito semelhantes entre si, com fortes anomalias positivas em Ba e K, anomalias levemente positivas em P e anomalias negativas em Th, U, Nb, Ta e Hf. A amostra PI-147ab refere-se a uma vênula sienítica e seu padrão tem forma semelhante ao padrão de monzodioritos, com leve enriquecimento na maioria dos elementos, exceto para Cs, Rb, P, Eu e Ti, para os quais apresentam leve empobrecimento relativo.

A unidade de quartzo sienitos é muito diferente das unidades máficas. Esta diferença fica ressaltada na razão $(Ba/Rb)_N$: enquanto a maioria das amostras máficas apresenta valores maiores que 2, podendo chegar a 6,3 na amostra PI-18a, as amostras da unidade de quartzo sienitos apresentam valores menores que 0,5.

As amostras de rochas das unidades mais félsicas têm comportamento diferente das amostras de rochas mais máficas. Estas amostras apresentam anomalias negativas muito fortes para os elementos Sr, P e Ti, e anomalias negativas, mas suaves – e mesmo assim perceptíveis – para Eu.

O quartzo sienito PI-410 foge consideravelmente da tendência geral das demais unidades, principalmente para os elementos Ba e La. Além disso, esta amostra possui as mais acentuadas anomalias negativas para os elementos Sr, P, Eu e Ti.

As análises de química de rocha demonstram que as amostras analisadas de quartzo monzonitos possuem uma diferença importante na razão Ba/Rb. Enquanto a amostra PI-429 tem comportamento similar às unidades máficas, com $Ba/Rb = 3$, a amostra PI-270e tem comportamento similar à unidade de quartzo sienitos, com $Ba/Rb = 0,8$.

O quartzo monzonito PI-270e é a única amostra a apresentar razão $(La/Nb)_N = 1$, e isto se deve fundamentalmente ao teor elevado de Nb. Nas demais amostras essa razão é maior, da ordem de 1,5 a 3 nos monzodioritos, podendo atingir valores muito elevados nos quartzo sienitos (3,6 na amostra PI-410 e 9,4 na amostra PI-440).

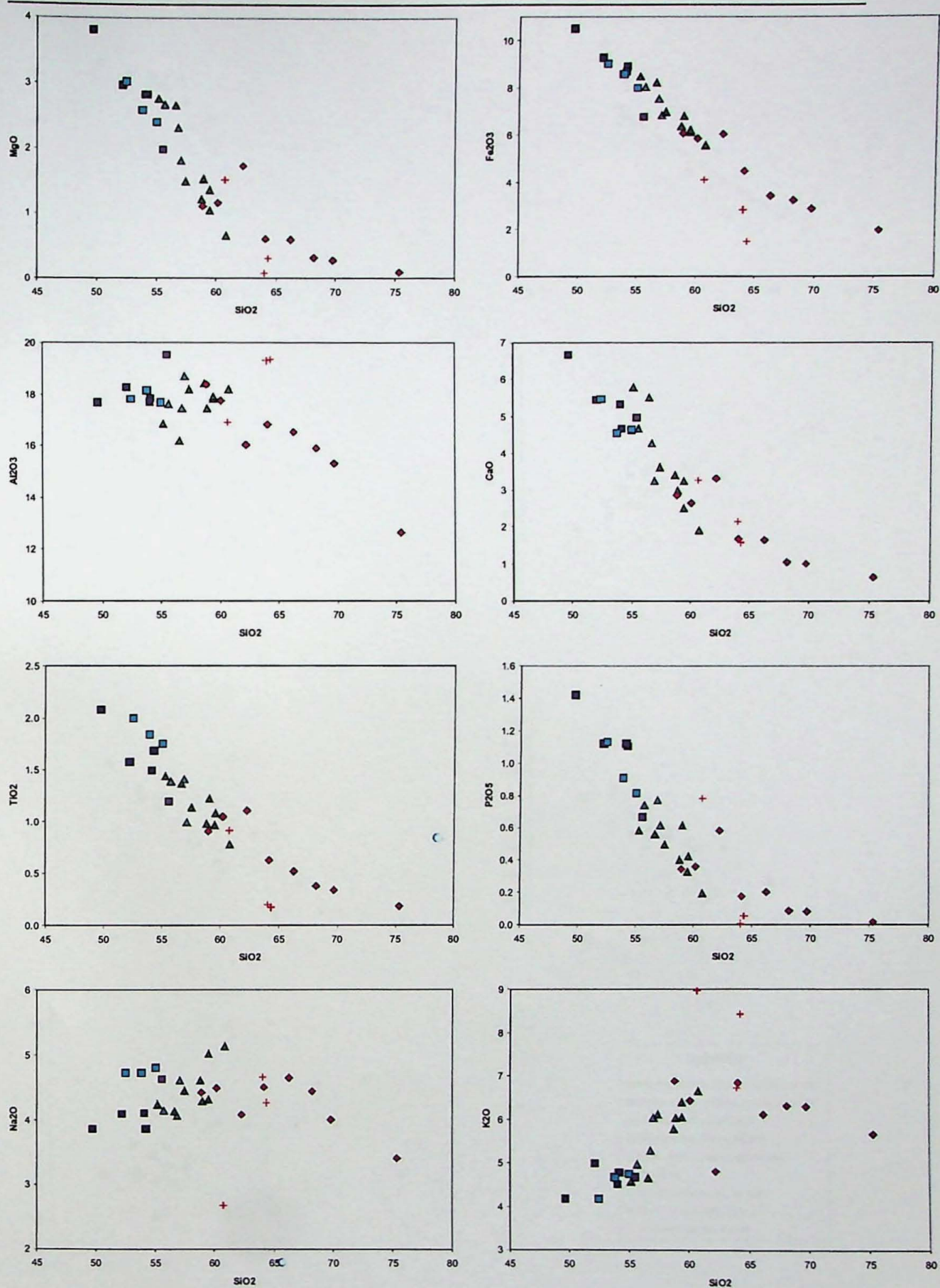


Figura 10 – diagramas binários de variação química para elementos maiores e menores, utilizando SiO_2 como índice de fracionamento. Legenda na figura 12.

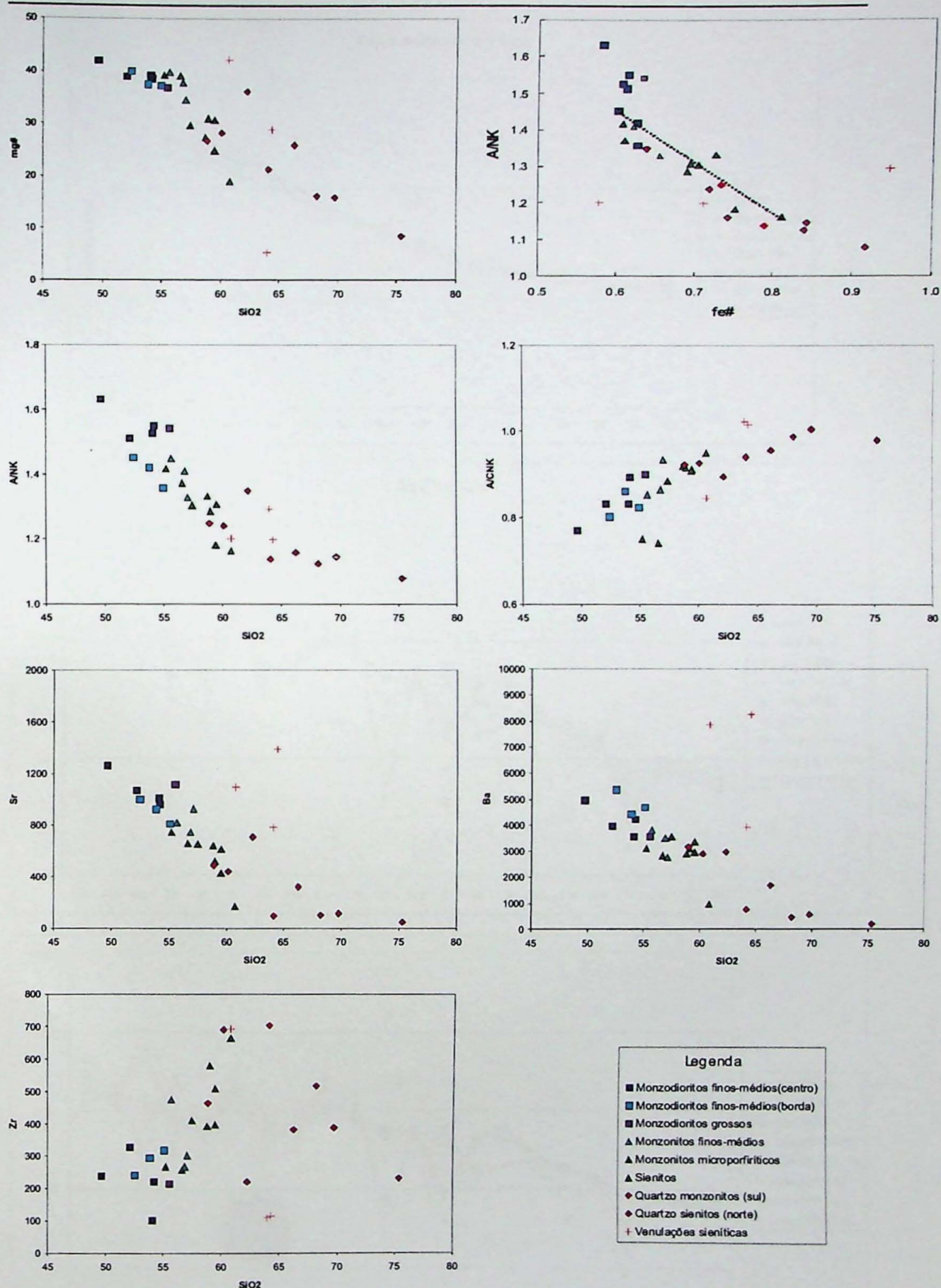


Figura 11 – diagramas binários de variação química para elementos traço e razões ANK, A/CNK e mg#, utilizando SiO₂ como índice de fracionamento, exceto no diagrama fe# x A/NK. A legenda é válida para as figuras 11 e 12.

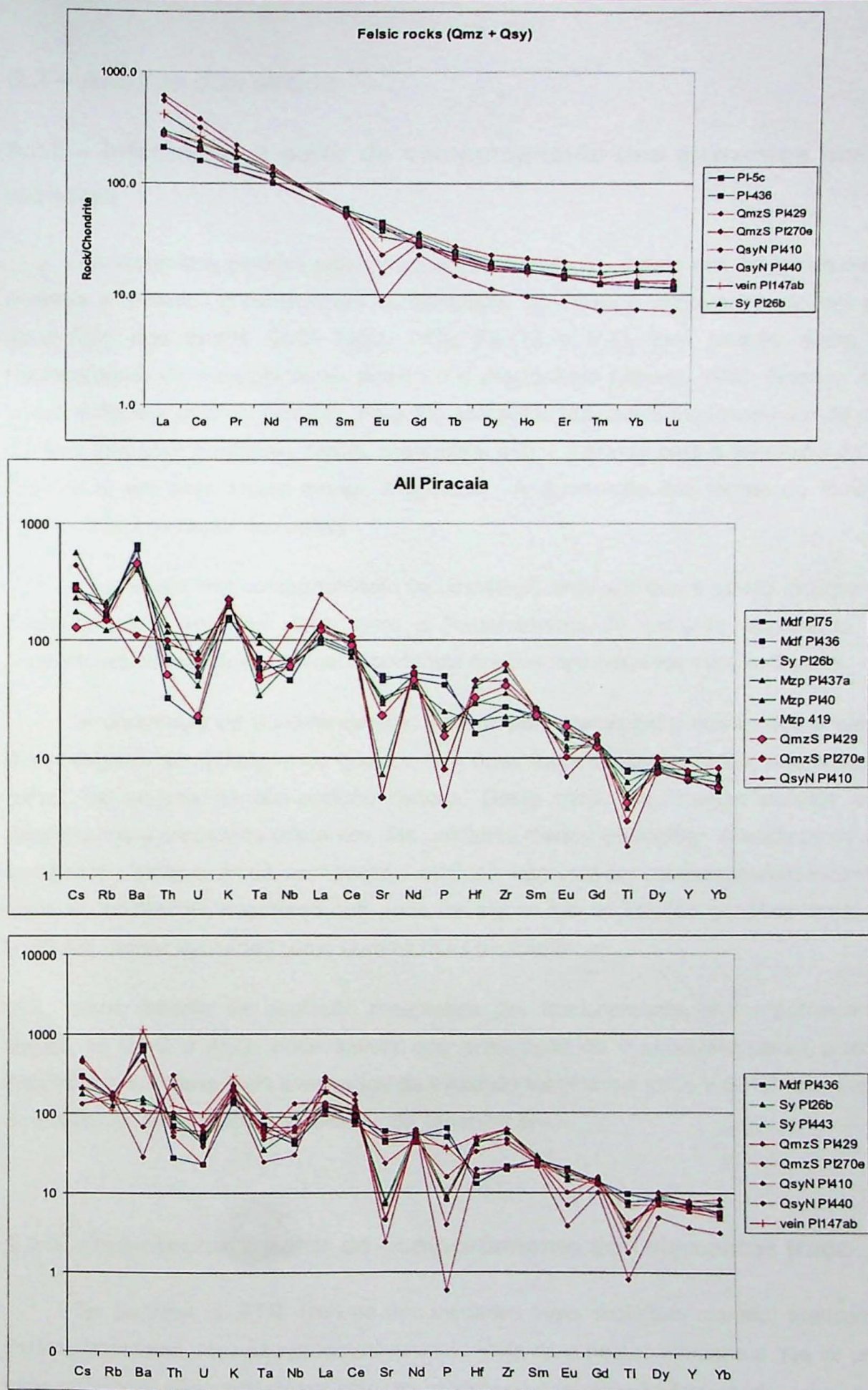


Figura 12– diagramas binários de variação química para ETR e elementos incompatíveis (spidergrams).

9.2 – Análise dos dados

9.2.2 – Inferências a partir do comportamento dos elementos maiores e menores

Os diagramas binários mostram que a tendência da maioria dos óxidos de elementos maiores e menores é diminuir em concentração conforme o enriquecimento em sílica. A diminuição dos óxidos CaO , MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 e P_2O_5 tem relação direta com o fracionamento de minerais como piroxênio e plagioclásio (Janasi, 1986; Gomes, 1995), e talvez anfibólito, quando primário. Fe e Mg são extraídos com o fracionamento de minerais máficos (piroxênio, anfibólito, biotita, magnetita) e Ti é extraído para a formação de titanita, ilmenita e, em uma escala menor, magnetita. A diminuição dos teores de fósforo está relacionada à extração de apatita.

O potássio tem comportamento incompatível, uma vez que é pouco incorporado em fases minerais precoces. Com isso, o fracionamento de minerais potássicos (biotita, feldspato potássico) deve ganhar importância apenas nas unidades mais evoluídas.

A ocorrência de duas tendências no comportamento geral dos óxidos e elementos menores pode ser indicativa de que existem duas fases de cristalização, referentes a dois pulsos de magma de composição distinta. Deste modo, os quartzo sienitos estariam relacionados a processos diferentes das unidades menos evoluídas. A unidade de quartzo monzonitos, embora ainda com poucas análises, aparenta ter comportamento intermediário entre as tendências, sugerindo que pode ter algum tipo de relação genética tanto com as unidades menos evoluídas como com as mais evoluídas.

Num modelo de evolução magmática por fracionamento, o comportamento das curvas de Na_2O e Al_2O_3 pode indicar que a extração do plagioclásio passa a ter maior importância em fases mais avançadas da evolução magmática ($\text{SiO}_2 > 60\%$), provavelmente às custas da diminuição da proporção de clinopiroxênio.

9.2.3 – Inferências a partir do comportamento dos elementos traço

Os padrões de ETR, em que as unidades mais evoluídas mantêm praticamente a mesma geometria, mas são progressivamente mais ricas nestes elementos que as unidades mais primitivas, são compatíveis com um modelo de cristalização fracionada, uma vez que a tendência é que os elementos incompatíveis aumentem em quantidade em rochas mais

evoluídas de modo homogêneo, e se aplica para as unidades de monzodioritos finos, monzonitos microporfíricos e sienitos, englobando também as vênulas félsicas como fase mais fracionada. Entretanto, nos *spidergrams*, com a inclusão de outros elementos incompatíveis, este modelo deixa de ser aplicado – p.ex. Ba, Rb, Ta – pois os sienitos apresentam empobrecimento nestes elementos.

As amostras evoluídas do maciço apresentam o desenvolvimento de anomalia negativa em Eu – comumente desenvolvida quando o fracionamento envolve plagioclásio. No entanto, algumas amostras evoluídas, da unidade de sienitos e quartzo monzonitos, apresentam anomalia negativa muito sutil ou até mesmo levemente positivas. Há quatro possibilidades que explicam essa situação: (a) o ambiente de formação da rocha é muito oxidado, fazendo com que a valência principal do Eu seja 3+ (os cristais de plagioclásio têm preferência pela valência 2+ deste elemento) (Rollinson, 1993); (b) independente da fO_2 , a anomalia negativa de Eu resultante do fracionamento do plagioclásio pode ser contrabalanceada pela anomalia positiva causada pelo fracionamento de hornblenda ou piroxênio (Rollinson, 1993) (de acordo com as características texturais, é provável que o fracionamento tenha sido de piroxênio, pois a hornblenda tende a ser tardia); (c) existe alguma acumulação de plagioclásio, como sugerido em algumas amostras de monzodiorito por uma leve anomalia positiva de Eu. (d) o conteúdo em Eu é controlado pela composição do plagioclásio, pois o plagioclásio cálcico, típico de rochas intermediárias a básicas, tem menor coeficiente de partição para o Eu (Rollinson, 1993). Esta última hipótese parece a mais adequada para explicar o comportamento do Eu, uma vez que o plagioclásio do plúton é cálcico (como observado em diversas amostras nas unidades máficas, em que o teor de An fica na ordem de 30 a quase 50%), embora as outras três possam colaborar para suavizar a anomalia negativa.

A baixa razão (Ba/Rb)_N (Figura 7.X) nas amostras mais evoluídas poderia ser resultado do fracionamento de biotita ou feldspato potássico – (c.f. coeficientes de partição em Rollinson, 1993). Os valores de potássio apresentam pouca disparidade nos *spidergrams*, mas as amostras das unidades félsicas apresentam valores levemente maiores que as unidades máficas, sugerindo que exista fracionamento de minerais de potássio (feldspato alcalino, que ocorre como megacristais nas unidades mais evoluídas), ainda que em baixa proporção, o que é corroborado pelo diagrama de variação $SiO_2 \times K_2O$.

As vênulas sieníticas apresentam valores muito elevados de Ba e K, com mineralogia máfica predominantemente composta por hornblenda e mineralogia félsica apresentando abundância de feldspato potássico. Sugere-se então que estas vênulas sejam cumulos não apenas de anfibólios (evidente em afloramento), mas também de k-feldspato.

Os padrões das amostras PI-410 (quartzo sienito) e PI-270e são diferentes dos demais, principalmente para Ba, Nb, La e Ce, indicando que podem fazer parte de um processo de evolução magmática distinto, seja por fracionamento ou ainda como um ou mais pulsos magmáticos distintos.

O comportamento do padrão da amostra PI-429a, referente a outro quartzo monzonito, é muito distinto do padrão da outra amostra de quartzo monzonito (PI-270e), mas é muito similar ao comportamento das unidades mais primitivas, principalmente dos monzonitos microporfiríticos. É possível que exista a influência destas rochas máficas na química desta amostra de quartzo monzonito, principalmente no enriquecimento em Ba e conseqüente aumento na razão Ba/Rb, além de menores anomalias negativas de Sr, P e Ti (que ficam muito próximos dos valores de Mp). A semelhança entre os padrões desta amostra de quartzo monzonito com os monzonitos microporfiríticos sugere que estas unidades possam ter se formado durante a mesma fase da evolução magmática.

10. Discussão dos dados obtidos

10.1 – Aspectos de campo e petrográficos

O estudo de campo das rochas félsicas do maciço Piracaia indicou a existência de unidades diversas que, embora tenham composição modal semelhante (i.e. quartzo monzonitos e quartzo sienitos) apresentam aspectos texturais distintos: os quartzo monzonitos são finos e escuros, com aspecto muito heterogêneo, em que as porções escuras e claras parecem formar manchas na rocha. Os quartzo sienitos são grossos e leucocráticos, homogêneos.

No contato entre a unidade de monzodioritos finos e quartzo monzonitos, a rocha mais evoluída parece infiltrar-se na mais primitiva, em que os monzodioritos formam estruturas de *pillow*

As vênulas félsicas (Figura 3) são interpretadas como produtos de *filter-pressing* (Janasi & Ulbrich, 1987), processo no qual o líquido residual é separado da matriz por esforços sin-magmáticos, demonstrando a existência de mecanismos que geram pressão no interior da câmara magmática. Um mecanismo possível pode ser a atividade tectônica regional, contemporânea ao magmatismo do plúton, representada pelo conjunto de falhas situadas próximas ao maciço (Extrema, Jundiuvira). É notável o acúmulo de megacristais de hornblenda euédricos, que se concentram nas bordas destas vênulas e podem formar até porções onde o anfibólio predomina sobre os minerais félsicos.

Os ocelos que ocorrem nas unidades de monzonitos porfiríticos são texturamente rochas distintas até em escala de lâmina, mais grossas e leucocráticas, com mineralogia similar à rocha hospedeira, mas diferente proporção entre as fases minerais: hornblenda predomina sobre biotita, e feldspato potássico predomina largamente sobre o plagioclásio. Estes ocelos apresentam-se em diversos tamanhos e formas, podendo ocorrer em maior proporção em determinados pontos e gerando lentes e manchas que deixam a rocha com aspecto nebulítico, com textura similar às rochas da unidade de quartzo monzonitos.

Destas observações pode ser considerada a hipótese de coexistência de dois magmas distintos, que poderiam ter se misturado em maior ou menor proporção, com a ajuda dos esforços exercidos pela deformação regional, sin-magmática.

10.2 – Química mineral

A geração de duas tendências no diagrama de classificação Si x mg# para anfibólios e nos diagramas de trocas tschermakítica, Ti-tschermakítica e Ti x Mg pode indicar que parte

das rochas mais evoluídas do maciço foram formadas por um mecanismo distinto das rochas menos evoluídas, o que explicaria a separação das diferentes unidades em dois grupos químicos.

Os minerais máficos das vênulas félsicas que ocorrem nos monzodioritos finos apresentam composição química muito parecida com a dos minerais das rochas hospedeiras. Admite-se que elas são fruto de evolução magmática por fracionamento dos monzodioritos, e são extraídos pelo mecanismo de *filter-pressing*. No entanto, observa-se que esses minerais não exibem um significativo enriquecimento em Fe, que seria esperado este mecanismo de evolução magmática por fracionamento.

A ocorrência de variações significativas entre a composição de núcleo e borda de megacristais zonados indica que nessas rochas existem duas fases de cristalização, sendo a primeira a menores temperaturas, de acordo com o núcleo mais actinolítico (rico em Si e Mg) dos anfibólios zonados analisados.

10.3 – Condições de cristalização

A química mineral forneceu subsídios importantes para a definição das condições de cristalização de amostras mais evoluídas – quartzo sienitos, quartzo monzonitos e sienitos –, bem como vênulas e ocelos félsicos associados a monzodioritos.

As temperaturas de cristalização para os minerais do maciço, obtidas a partir do geotermômetro de Blundy & Holland (1990), variam de 680°C (monzonito microporfirítico) a 756°C (quartzo monzonitos). Os valores de pressão, obtidos pelo método de Anderson & Smith (1995), variam de 4,0 kbar (amostra PI-400D, centro de megacristal de hornblenda) a 4,8 kbar (amostra PI-426B, monzonito microporfirítico). As estimativas apresentam valores dentro do intervalo de erros aceitáveis dos métodos, e podem ser considerados valores sem variações significativas.

A razão mg# pode ser indicadora da fO_2 (Anderson & Smith, 1995), porém deve-se observar existe uma ampla variação composicional nas unidades do maciço de Piracaia, e que a estimativa apresentada por esses autores é aplicada a rochas félsicas.

10.4 – Química de rochas

A química de rochas para elementos maiores e menores demonstra a existência de tendências químicas distintas, que separam os monzodioritos dos quartzo-sienitos. Os monzonitos microporfiríticos são uma unidade mais evoluída que os monzodioritos justamente pela presença de ocelos félsicos. Os quartzo monzonitos parecem ser uma unidade intermediária entre as duas tendências, apresentando características de ambas.

O diagrama $Fe\# \times A/NK$ demonstra claramente a existência destas duas tendências e a presença de monzonitos microporfiríticos e quartzo monzonitos em regiões intermediárias.

Os diagramas de ETR e *spidergrams* de elementos-traço demonstram que existe um grupo de rochas de comportamento muito similar – monzodioritos finos, monzonitos microporfiríticos, sienitos, quartzo monzonito (amostra PI-429) e as vênulas félsicas – e um grupo de rochas félsicas que têm comportamento distinto, com razão $Ba/Rb < 1$ e fortes anomalias negativas para Sr, P e Ti. – quartzo monzonito (amostra PI-270e), que também apresenta razão $(La/Nb)_N = 1$, e quartzo sienitos (amostras PI-440 e PI-410, que apresentam fortes anomalias positivas de La).

11. Conclusão: evolução magmática do plúton de Piracaia

No modelo existente para a evolução magmática do plúton de Piracaia, com base em dados de campo e geoquímica anteriores a este trabalho, as unidades félsicas eram consideradas como sendo produto de fracionamento de dioritos, e extraídos por mecanismo de *filter-pressing* (Janasi & Ulbrich, 1987).

Os novos dados de campo e laboratório demonstram que este mecanismo foi operativo no maciço, mas parece restrito à geração das vênulas félsicas, em parte cumuláticas, inseridas nos monzodioritos finos da região centro-norte do maciço.

O mecanismo sugerido neste trabalho para a evolução magmática do plúton de Piracaia considera a ocorrência do processo de coexistência e mistura parcial de magmas para a geração de diversas unidades e ocelos félsicos.

As rochas mais primitivas do maciço seriam hospedeiras de fases mais evoluídas: os quartzo sienitos são rochas muito diferentes dos monzodioritos, como visto especialmente nos diagramas de elementos maiores e diagramas de razões ($Fe\# \times A/NK$, $SiO_2 \times A/NK$, etc) da química de rochas.

Os quartzo monzonitos têm comportamento muito heterogêneo, parecendo se comportar como híbridos na maioria das vezes, resultado da mistura entre os quartzo sienitos e os monzodioritos. Esta mistura teria ocorrido com o monzodiorito já em início do processo de cristalização, formando *pillows* quando invadido pelo quartzo sienito.

De acordo com a química mineral, os ocelos félsicos presentes na unidade de monzonitos microporfiríticos estão relacionados com os quartzo monzonitos. Seriam 'bolhas' ou manchas resultantes da intrusão e mistura parcial de material félsico no monzodiorito. As variações de fácies estariam relacionadas aos diversos graus de mistura entre estes dois materiais, podendo gerar até uma mistura total e formar fácies nebulíticas e gerar corpos inteiros com essa textura – quartzo monzonitos.

Esta mistura entre materiais de reologia tão diversa teria sido possível devido à intensa atividade tectônica regional, sin-magmática, demonstrada pela deformação dos minerais e pela ocorrência de *filter-pressing* em determinados pontos do maciço.

Referências Bibliográficas

- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholits. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**: 125-138.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Amer Mineral*. **80**: 549-559.
- Artur, A.C., Wernick, E., Souza, S.C.A.; de Weber-Diefenbach, K., 1994. Tipologia de zircão e quimismo do complexo monzonítico-monzodiorítico Piracaia, SP. *Geociências (UNESP)* **13 (1)**: 167-173.
- Bachmann, O. & Dungan, M. A. 2002. Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist*, **87**: 1062-1076.
- Blundy, J. & Holland, T. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **104**: 208-224.
- Campos Neto M.C. 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos (Eds.): Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 335-365
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Artur, A.C.; Silva, M.E.; Machado, R.; Dias Neto, C.M.; Fragoso Cesar, A.R. 1983. *Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá*. In: *1a Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000*. PRÓ-MINÉRIO, São Paulo, p. 61-78.
- Campos Neto, M.C. & Artur, A.C., 1983. A suíte quartzo-monzonítica a diorítica de Piracaia (SP) In: SBG, Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo. Atas..., p. 79-90.
- Campos Neto, M.C. & Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from nappe system south of the São Francisco craton, southeast Brazil. *Precambrian Res.* **97**: 3-26.
- Campos Neto, M.C. & Caby, R., 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics* **19(4)**: 669-687.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1992. *An introduction to rock-forming minerals*. 2ª ed. Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons Inc., New York, 696p.
- Gomes, E.P. & Plaetvoet, B., 1994. O complexo ácido-básico de Piracaia, SP—representação de um magmatismo de afinidade shoshonítica do Ciclo Brasiliano. Anais do 388 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Balneário de Camburiú, SC, Brasil, **3**:32-34.

- Gomes, E.P., 1995. *Les intrusions de Piracaia et de Salmão (État de São Paulo, Brésil). Témoins d'un magmatisme potassique en fin d'orogénèse Brésilienne*. Tese de doutorado, Université de Paris-Sud, Centre D'Orsay, 210p.
- Gualda, G.A.R. & Vlach, S.R.F. 2005. Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles: A comparison of various methods. *Anais. Da Acad. Bras. Geoc.* **77(3)**: 521-534.
- Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Tello Saenz, C.A. 2003. A origem da Serra do Mar: termocronologia por traços de fissão em apatita. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 9, Búzios (RJ). Boletim de Resumos Expandidos. SBG, Rio de Janeiro. Pp. 384-386.
- Hammastrom, J.M. & Zen, E-an. 1986. Aluminium in hornblende, and empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297-1313.
- Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**: 433-447.
- Hollister, L.S.; Grisson, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H.; Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **27**: 231-239.
- Jakes, P. & White, A.J.R., 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **83**: 29-40.
- Janasi V.A., 1986. *Geologia e petrologia do maciço monzodiorítico-monzonítico de Piracaia, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 281 p.
- Janasi, V.A. & Ulbrich H.H.G.J., 1987. Petrogenesis of the monzonitic-monzodioritic Piracaia massif, State of São Paulo, southern Brazil: field and petrographic aspects. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 524-534.
- Janasi, V.A.; Vlach, S.R.F.; Ulbrich, H.H.G.J., 1993. Enriched mantle contributions to the Itu Granitoid Belt, southeastern Brazil: evidences from K-rich diorites and syenites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **65**: 107-118.
- Janasi, V.A., 1993. Petrogenesis and petrological setting of the neoproterozoic Capitua K-syenitic massif, SW Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **23 (2)**: 129-138.
- Janasi, V.A. 1999a. Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. São Paulo, 304p. Tese (Livre Docência).

- Janasi, V.A. 1999b. A idade dos granitos Nazaré Paulista e Pinhal, e implicações para o metamorfismo da Nappe Socorro-Guaxupé (SP-MG). *Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro*, **6** : 7.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. Montel. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.
- Klein, C. & Hurlbut, C.S. 2002. *The 22nd edition of the Manual of Mineral Science*. 22^a ed. John Wiley & Sons, Inc. New York, 643p.
- Leake, B.E. (chairman). 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, **82**: 1019-1037.
- Martins, L. 2001. *Condições de cristalização de granitos sin- e tarde-orogênicos da porção central do Batólito Agudos Grandes, SP, com base em geoquímica de minerais e rochas*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 106 p.
- Melhem, M.M., 1995. *Geologia e petrografia das rochas granitóides do Maciço Atibaia e adjacências, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 117 p.
- Navarro, M.S. 2004. *A implantação de rotina, e seu refinamento, para a determinação de elementos terras raras em materiais geológicos por ICP-OES e ICP-MS. Aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR)*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 132p.
- Oliveira, M.A.F.; Morales, N.; Fúlfaro, V.J.; Campos, E.C. 1985. *Projeto Atibaia. Geologia da Quadricula Atibaia 1:50.000. Relatório Final, vol. 1*. DRM-UNESP/PRÓ-MINÉRIO, 117 p.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK, London. 354p.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in a tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**: 304-310.
- Sun, S. S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds., *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, pp. 313–345.
- Töpfner, C., 1996. Brasiliano-granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien- eiene Vergleichende studie. *Münchner Geol. Hefte* A17.

- Wernick, E., 1998. The pluriserial Ribeira Magmatic System 590, SE / S Brazil and Uruguay. *Revista Brasileira de Geociencias*, 28(7): 533-542.
- Wernick, E. & Menezes, A.C., 2001. The late precambrian K-alkaline magmatism in the Ribeira Fold Belt: a case study of the Piracaia Pluton, State of São Paulo, SE Brazil, and its potential mineralization (Cu, Zn, Gd). *Journal of Asian Sciences*, 19: 347-373.
- Vlach, S.R.F., Janasi, V.A., Vasconcellos, A.C.B.C., 1990. The Itu Belt: associated calc-alkalic and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, southern Brazil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal-RN. *Anais*, 4: 1700-1711.

Anexos

Mapa geológico simplificado e pontos de campo

Tabelas de análises de química mineral por microsonda eletrônica

Tabelas de análises de química de rocha por fluorescência de raios-x

Tabelas de análises de elementos traço e ETR por ICP-MS

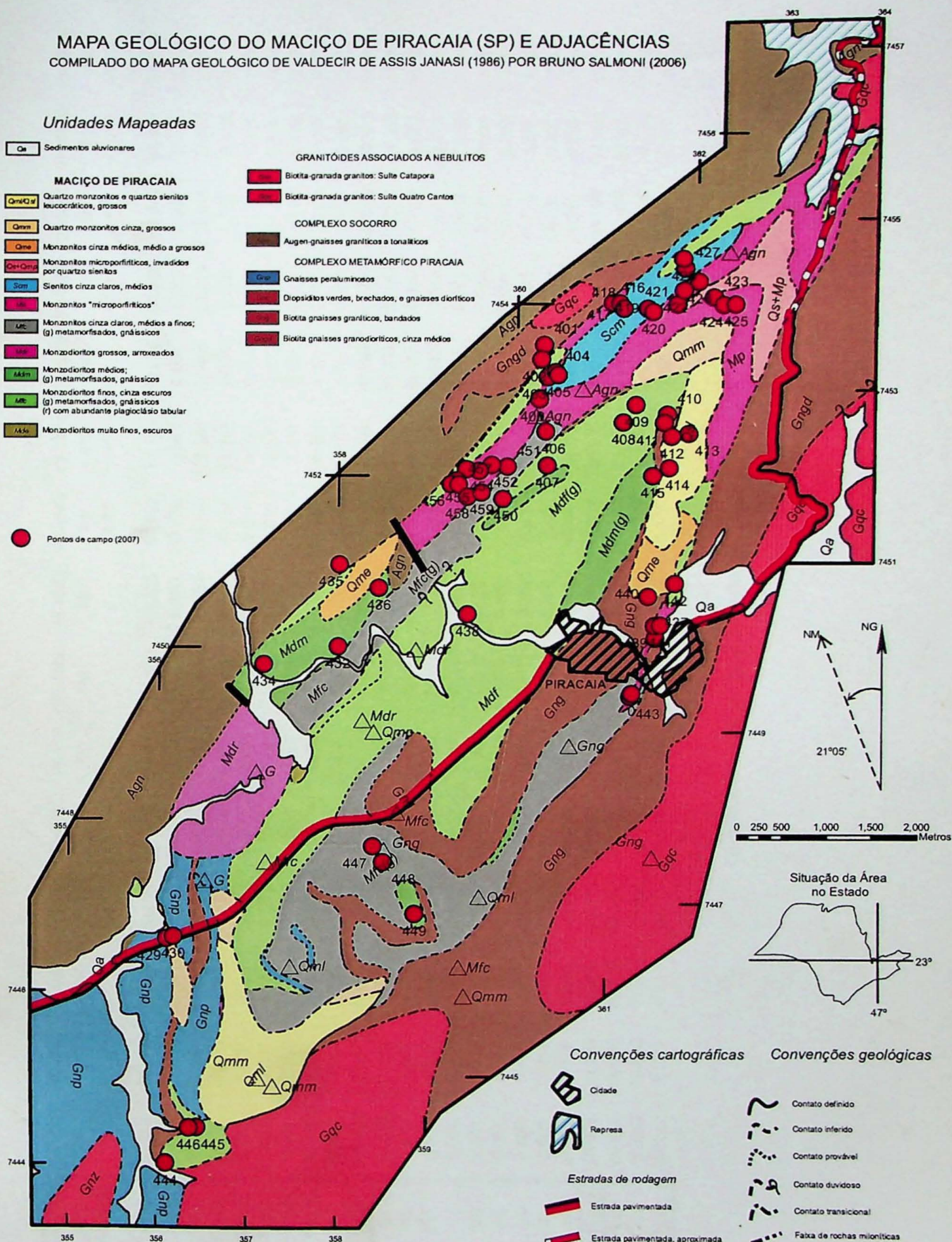
MAPA GEOLÓGICO DO MACIÇO DE PIRACAIÁ (SP) E ADJACÊNCIAS COMPILADO DO MAPA GEOLÓGICO DE VALDECIR DE ASSIS JANASI (1986) POR BRUNO SALMONI (2006)

Unidades Mapeadas

- MACIÇO DE PIRACAIÁ**
- Qa** Sedimentos aluvionares
 - Qm/Qsl** Quartzos monzonitos e quartzos sienitos leucocráticos, grossos
 - Qmm** Quartzos monzonitos cinza, grossos
 - Qme** Monzonitos cinza médios, médio a grossos
 - Qm+Qmp** Monzonitos microporfíricos, invadidos por quartzos sienitos
 - Scm** Sienitos cinza claros, médios
 - Ms** Monzonitos "microporfíricos"
 - MC** Monzonitos cinza claros, médios a finos; (g) metamorfosados, gnáissicos
 - Mm** Monzonioritos grossos, arroxeados
 - Mdm** Monzonioritos médios; (g) metamorfosados, gnáissicos
 - Mf** Monzonioritos finos, cinza escuros (g) metamorfosados, gnáissicos (r) com abundante plagioclásio tabular
 - Mfs** Monzonioritos muito finos, escuros

- GRANITÓIDES ASSOCIADOS A NEBULITOS**
- Bgt** Biotita-granada granitos: Sulte Catapora
 - Bqt** Biotita-granada granitos: Sulte Quatro Cantos
- COMPLEXO SOCORRO**
- Ag** Augen-gnaisses graníticos a tonalíticos
- COMPLEXO METAMÓRFICO PIRACAIÁ**
- Gnp** Gnaisses peraluminosos
 - Gvc** Diopsídios verdes, brechados, e gnaisses dioríticos
 - Bgt** Biotita gnaisses graníticos, bandados
 - Bgt** Biotita gnaisses granodioríticos, cinza médios

● Pontos de campo (2007)



Convenções cartográficas

- Cidade
- Represa

Estradas de rodagem

- Estrada pavimentada
- Estrada pavimentada, aproximada

Convenções geológicas

- Contato definido
- Contato inferido
- Contato provável
- Contato duvidoso
- Contato transicional
- Faixa de rochas miloníticas
- Traço de plano de falha
- Ocorrência isolada de unidade litológica

Amostra Un. Análise	PI-413 QsN	PI-426 QsN	PI-427 QsN	PI-429 QmzS	PI-440 QsN	PI-419 Mp	PI-426B Mp	PI-437a Mp	PI-437a Mp centro	PI-437a Mp borda	PI-400D Mp	PI-400D Mp centro	PI-400D Mp borda	PI-400D Mp matriz	PI-400D Mp ocelo
SiO ₂	65.705	64.394	65.104	63.224	67.076	64.419	63.483	64.216	56.962	61.781	62.096	59.628	63.849	63.921	61.773
TiO ₂	0.016	0.030	0.029	0.005	0.008	0.000	0.000	0.050	0.038	0.013	0.000	0.003	0.045	0.015	0.015
Al ₂ O ₃	21.608	22.363	21.669	23.132	19.917	22.593	22.623	22.269	26.949	23.551	22.408	25.088	22.918	22.266	22.033
Fe ₂ O ₃	0.056	0.119	0.062	0.079	0.041	0.099	0.000	0.148	0.112	0.063	0.088	0.028	0.060	0.118	0.055
MnO	0.009	0.000	0.013	0.020	0.012	0.000	0.000	0.000	0.014	0.001	0.000	0.044	0.004	0.011	0.000
MgO	0.004	0.001	0.005	0.012	0.003	0.001	0.000	0.000	0.011	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
CaO	2.264	3.482	2.095	4.061	0.500	3.497	3.529	2.681	7.906	4.267	3.656	6.658	4.112	3.402	3.240
Na ₂ O	10.556	9.624	10.362	9.339	11.365	9.702	9.611	9.895	6.403	9.060	9.321	7.791	9.137	9.657	9.580
K ₂ O	0.080	0.060	0.089	0.098	0.090	0.057	0.092	0.094	0.128	0.132	0.167	0.141	0.107	0.081	0.172
Total	100.298	100.072	99.426	99.970	99.012	100.368	99.338	99.351	98.520	98.869	97.736	99.380	100.232	99.471	96.866
Si	11.525	11.346	11.509	11.181	11.855	11.321	11.278	11.380	10.325	11.062	11.228	10.692	11.245	11.336	11.262
Al	4.462	4.641	4.513	4.818	4.202	4.676	4.733	4.647	5.753	4.964	4.772	5.298	4.753	4.650	4.736
Fe ³⁺	0.006	0.016	0.008	0.011	0.006	0.013	0.000	0.020	0.015	0.008	0.012	0.004	0.008	0.016	0.008
Ti	0.003	0.004	0.004	0.001	0.001	0.000	0.000	0.007	0.005	0.002	0.000	0.001	0.006	0.002	0.002
Mn	0.001	0.000	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.007	0.001	0.002	0.000
Mg	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.430	0.658	0.397	0.769	0.094	0.658	0.672	0.509	1.536	0.817	0.708	1.279	0.776	0.646	0.635
Na	3.589	3.288	3.552	3.202	3.895	3.306	3.311	3.400	2.250	3.147	3.268	2.709	3.120	3.321	3.390
K	0.018	0.014	0.020	0.022	0.020	0.013	0.021	0.022	0.030	0.030	0.039	0.032	0.024	0.018	0.040
Cátions	20.035	19.966	20.005	20.010	20.076	19.987	20.015	19.984	19.918	20.030	20.027	20.020	19.933	19.991	20.072
Ab	88.888	83.050	89.500	80.200	97.138	83.100	82.700	86.500	58.950	78.633	81.400	67.400	79.600	83.300	83.450
An	10.663	16.600	10.000	19.300	2.363	16.500	16.800	12.950	40.200	20.567	17.600	31.800	19.800	16.200	15.550
Or	0.425	0.350	0.483	0.600	0.525	0.300	0.500	0.550	0.750	0.767	1.000	0.800	0.600	0.500	1.000

Química mineral de plagioclásio

Amostra	PI-26a	PI-427	PI-429	PI-400D	PI-400D	PI-400D	PI-400D	PI-400D	PI-400D	PI-419	PI-426B	PI-437a	PI-437a	PI-437a
Un. Análise	Sy	QsN	QmzS	Mp	Mp	Mp	Mp	Mp	Mp	Mp	Mp	Mp	Mp	Mp
SiO ₂	41.712	42.909	40.480	41.836	44.177	41.541	42.159	41.625	42.111	42.041	43.744	47.076	44.125	
TiO ₂	1.401	1.329	1.920	1.434	0.327	1.500	1.466	1.508	1.184	1.108	1.123	0.501	1.411	
Al ₂ O ₃	9.823	8.365	10.025	9.332	8.462	9.159	9.572	8.839	9.369	9.413	8.855	6.377	8.647	
FeO	24.264	24.614	24.271	24.027	22.380	23.922	23.731	23.813	23.793	23.863	21.303	19.520	21.067	
MnO	0.596	0.842	0.730	0.573	0.512	0.564	0.597	0.578	0.579	0.698	0.411	0.366	0.416	
MgO	5.702	6.300	5.635	6.414	7.532	6.404	6.609	6.417	6.440	6.151	8.273	10.361	8.738	
CaO	11.493	11.094	10.889	11.319	11.594	11.230	11.234	11.341	11.404	11.270	11.040	11.717	11.719	
Na ₂ O	1.315	1.467	1.660	1.407	0.968	1.522	1.491	1.385	1.395	1.396	1.405	0.932	1.383	
K ₂ O	1.318	1.043	1.258	1.203	0.890	1.207	1.149	1.212	1.202	1.241	1.238	0.701	1.124	
F	0.262	0.158	0.173	0.194	0.197	0.162	0.200	0.072	0.139	0.173	0.284	0.100	0.247	
Cl	0.130	0.113	0.151	0.174	0.092	0.180	0.165	0.171	0.134	0.123	0.157	0.098	0.169	
Total	98.013	98.235	97.192	97.913	97.131	97.389	98.371	96.958	97.748	97.475	97.834	97.747	99.045	
Si	6.543	6.701	6.423	6.558	6.855	6.552	6.558	6.586	6.575	6.608	6.738	7.112	6.709	
Ti	0.165	0.156	0.229	0.169	0.038	0.178	0.172	0.179	0.141	0.131	0.130	0.057	0.161	
Al	1.816	1.540	1.874	1.723	1.555	1.702	1.754	1.648	1.753	1.744	1.608	1.141	1.550	
Fe	3.183	3.215	3.221	3.150	2.911	3.155	3.088	3.150	3.130	3.137	2.745	2.469	2.679	
Mn	0.079	0.111	0.098	0.076	0.067	0.075	0.079	0.077	0.077	0.093	0.054	0.047	0.054	
Mg	1.333	1.467	1.333	1.499	1.739	1.506	1.532	1.514	1.487	1.441	1.900	2.332	1.981	
Ca	1.932	1.856	1.851	1.901	1.929	1.898	1.872	1.922	1.906	1.898	1.822	1.898	1.909	
Na	0.400	0.444	0.511	0.428	0.293	0.465	0.450	0.425	0.432	0.425	0.420	0.274	0.408	
K	0.264	0.208	0.255	0.241	0.177	0.243	0.228	0.245	0.243	0.249	0.243	0.136	0.218	
F	0.130	0.078	0.087	0.096	0.097	0.080	0.098	0.036	0.055	0.086	0.138	0.047	0.119	
Cl	0.035	0.030	0.040	0.046	0.024	0.048	0.044	0.046	0.037	0.033	0.041	0.025	0.044	
Cátions	15.880	15.806	15.921	15.887	15.686	15.902	15.874	15.828	13.857	15.845	15.839	15.538	15.830	
fe#	0.705	0.687	0.707	0.678	0.626	0.677	0.668	0.675	0.678	0.685	0.591	0.515	0.575	
mg#	0.295	0.313	0.293	0.322	0.374	0.323	0.332	0.325	0.322	0.315	0.409	0.485	0.425	

Química mineral de honrblenda

Amostra	PI-26a	PI-410	PI-413	PI-426	PI-427	PI-440	PI-429	PI-400D	PI-419	PI-426B	PI-437a
Un.	Sy	QsN	QsN	QsN	QsN	QsN	QmzS	Mp	Mp	Mp	Mp
SiO ₂	35.818	34.328	35.673	35.665	35.042	33.866	35.199	35.214	34.990	35.360	36.089
TiO ₂	1.673	1.363	1.636	2.311	1.895	1.637	2.068	2.020	1.865	1.820	1.739
Al ₂ O ₃	14.578	15.707	15.777	15.352	15.684	16.308	14.601	14.715	14.591	14.740	15.152
FeO	24.865	29.596	25.969	26.058	25.972	30.368	24.813	24.508	24.973	24.869	23.186
MnO	0.357	0.886	0.803	0.325	0.524	0.711	0.392	0.337	0.391	0.456	0.377
MgO	7.210	4.152	6.266	5.865	7.026	3.002	7.420	7.453	7.840	7.625	8.975
BaO	0.321	0.069	0.045	0.221	0.129	0.029	0.221	0.245	0.391	0.280	0.247
CaO	0.025	0.050	0.008	0.004	0.029	0.027	0.004	0.013	0.034	0.004	0.044
Na ₂ O	0.158	0.027	0.030	0.070	0.031	0.061	0.046	0.054	0.061	0.040	0.058
K ₂ O	9.295	9.297	9.640	9.516	9.079	9.217	9.304	9.387	9.392	9.532	9.568
F	0.518	0.379	0.466	0.334	0.352	0.073	0.521	0.473	0.617	0.522	0.556
Cl	0.122	0.119	0.114	0.095	0.073	0.120	0.150	0.174	0.157	0.115	0.167
Total	94.938	95.972	96.427	95.815	95.833	95.419	94.740	94.593	95.302	95.362	96.157
O_F_CL	0.246	0.184	0.222	0.163	0.165	0.059	0.254	0.240	0.295	0.245	0.271
CTOTAL	94.692	95.788	96.205	95.652	95.668	95.360	94.486	94.353	95.007	95.117	95.886
Si	5.966	5.797	5.876	5.901	5.790	5.749	5.886	5.889	5.841	5.880	5.887
Al ^{IV}	2.034	2.203	2.125	2.100	2.210	2.251	2.114	2.111	2.159	2.120	2.113
Al ^{VI}	0.828	0.920	0.936	0.892	0.841	1.009	0.761	0.787	0.712	0.767	0.800
Ti	0.209	0.173	0.203	0.288	0.236	0.209	0.260	0.254	0.235	0.228	0.213
Fe ²⁺	3.468	4.180	3.577	3.609	3.589	4.312	3.470	3.428	3.489	3.459	3.170
Mn	0.051	0.127	0.112	0.045	0.073	0.102	0.055	0.048	0.055	0.064	0.052
Mg	1.793	1.045	1.538	1.447	1.731	0.760	1.850	1.858	1.952	1.890	2.177
Ba	0.021	0.005	0.003	0.014	0.008	0.002	0.015	0.016	0.026	0.018	0.016
Ca	0.005	0.009	0.002	0.001	0.005	0.005	0.001	0.002	0.006	0.001	0.008
Na	0.051	0.009	0.010	0.022	0.010	0.020	0.015	0.017	0.020	0.013	0.018
K	1.977	2.003	2.026	2.009	1.914	1.996	1.985	2.003	2.001	2.022	1.991
Cátions	16.403	16.470	16.405	16.327	16.406	16.415	16.411	16.414	16.495	16.462	16.444
CF	0.548	0.405	0.485	0.351	0.368	0.078	0.551	0.501	0.651	0.549	0.572
CCl	0.069	0.068	0.064	0.053	0.041	0.069	0.085	0.099	0.089	0.065	0.092
O	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
fe#	0.662	0.802	0.698	0.713	0.675	0.851	0.651	0.650	0.642	0.645	0.594
mg#	0.338	0.198	0.302	0.287	0.325	0.149	0.349	0.350	0.358	0.355	0.406

Química mineral de biotita

Amostra Un.	PI-437c Mp	PI-437a Mp	PI-400d Mp	PI-400a Mp	PI-443 Sie	PI-429 Qmz-S	PI-270e(r) Qmz-S	PI-104 Qmz-N
SiO ₂	54.07	55.35	56.44	57.86	59.86	57.78	63.1	59.02
TiO ₂	1.407	1.338	1.123	0.97	0.771	0.888	0.62	1.029
Al ₂ O ₃	16.51	15.85	17.86	18.13	17.9	18.06	16.57	17.43
Fe ₂ O ₃ t	8.28	8.04	6.86	6.24	5.48	5.94	4.41	5.75
FeOt	7.44	7.23	6.17	5.61	4.93	5.34	3.96	5.17
MnO	0.137	0.156	0.127	0.122	0.157	0.157	0.134	0.132
MgO	2.7	2.6	1.46	1.19	0.65	1.09	0.6	1.14
CaO	5.68	5.4	3.56	3.37	1.89	2.82	1.67	2.61
Na ₂ O	4.14	4.04	4.37	4.53	5.05	4.34	4.42	4.4
K ₂ O	4.48	4.54	6.01	5.68	6.55	6.76	6.74	6.31
P ₂ O ₅	0.569	0.546	0.488	0.393	0.194	0.337	0.174	0.35
PF	0.74	0.9	0.62	0.5	0.5	0.54	0.9	0.61
Total	98.71	98.76	98.92	98.99	99.00	98.71	99.34	98.78
Ba	3087	2825	3558	2902	957	3154	774	2888
Ce	92	111	123	98	160	105		145
Cl	164	199	150	96	101			70
Co	21	23	12	10		<6		7
Cr								
Cu	12	18	10	7		5		
F	1484	1789	1555	1741	1327	1163		1904
Ga	18	20	20	21	22	20		20
La	63	62	70	74	120	83		105
Nb	34	42	42	41	59	41		51
Nd	43	47	60	54	84	46		51
Ni	11	10						
Pb	21	23	23	24	22	19		22
Rb	141	147	159	161	146	137		153
S	423	381						
Sc						14		
Sr	744	658	655	642	165	484	97	437
Th	16	18	12	12	11	11		15
U	10	9	8	10	7	7		8
V	100	93	33	32	17	22		34
Y	32	40	39	36	43	35		38
Zn	107	106	98	95	108	87		94
Zr	267	255	410	391	664	463	701	690
Razões								
mg#	39.3	39.1	29.7	27.4	19.0	26.7	21.2	28.2
F/FM	0.607	0.609	0.703	0.726	0.810	0.733	0.788	0.718
A/CNK	0.75	0.74	0.89	0.92	0.95	0.92	0.94	0.93
A/NK	1.42	1.37	1.30	1.33	1.16	1.25	1.14	1.24
C/FMT	0.492	0.484	0.407	0.434	0.298	0.385	0.322	0.356
C+A	22.19	21.25	21.42	21.5	19.79	20.88	18.24	20.04
C/A (mol)	0.625	0.619	0.362	0.338	0.192	0.284	0.183	0.272
C/F3(mol)	1.954	1.913	1.478	1.538	0.982	1.352	1.078	1.293

Química de rocha por F-RX

Amostra Un.	PI-116 <i>Qmz-N</i>	PI-427 <i>Qsie-N</i>	PI-410 <i>Qsie-N</i>	PI-413 <i>Qsie-N</i>	PI-440 <i>Qsie-N</i>	PI-112AB <i>Qsie-vein</i>	PI-112AA <i>Qsie-vein</i>	PI-256d <i>Qsie-vein</i>
SiO ₂	61.03	65.29	67.37	68.97	73.86	58.97	62.5	62.95
TiO ₂	1.086	0.512	0.379	0.333	0.176	0.893	0.166	0.194
Al ₂ O ₃	15.73	16.3	15.71	15.15	12.39	16.45	18.78	18.97
Fe ₂ O ₃ t	5.90	3.35	3.20	2.85	1.93	3.99	1.46	2.80
FeOt	5.30	3.01	2.88	2.56	1.74	3.59	1.31	2.52
MnO	0.105	0.082	0.098	0.066	0.068	0.097	0.016	0.017
MgO	1.69	0.59	0.31	0.27	0.09	1.47	0.3	0.08
CaO	3.26	1.64	1.06	1.01	0.63	3.18	1.55	2.13
Na ₂ O	3.99	4.58	4.38	3.95	3.33	2.59	4.14	4.57
K ₂ O	4.71	6.03	6.24	6.22	5.55	8.71	8.19	6.61
P ₂ O ₅	0.572	0.196	0.085	0.077	0.013	0.757	0.053	0.006
PF	0.64	0.48	0.42	0.46	0.4	0.62	0.48	0.4
Total	98.71	99.05	99.25	99.36	98.44	97.73	97.64	98.73
Ba	2960	1693	472	568	199	7847	8247	3939
Ce	91	161	186	144	207	128	<35	
Cl								
Co	11					8		
Cr					22			
Cu	5							
F	1361	609	673			1227	<550	
Ga	19	19	21	19	17	13	13	20
La	65	99	123	85	175	104	<28	
Nb	36	29	43	30	20	31	<9	10
Nd	42	46	79	41	62	56	<14	
Ni								
Pb	16	18	20	19	15	24	22	21
Rb	132	117	162	151	133	119	99	140
S								
Sc								
Sr	707	317	97	111	50	1094	1387	778
Th	15	18	20	16	25	22	<7	9
U	9	6	6	5	4	11	11	12
V	69	27	11	20	<9	47	9	31
Y	36	30	34	25	21	37	1	8
Zn	64	50	58	47	33	45	21	18
Zr	219	381	514	385	229	692	113	109
Razões								
mg#	36.2	25.9	16.1	15.8	8.5	42.2	28.9	5.4
F/FM	0.638	0.741	0.839	0.842	0.915	0.578	0.711	0.946
A/CNK	0.89	0.96	0.99	1.01	0.98	0.84	1.02	1.02
A/NK	1.35	1.16	1.13	1.15	1.08	1.20	1.20	1.29
C/FMT	0.403	0.399	0.297	0.319	0.315	0.534	0.872	0.763
C+A	18.99	17.94	16.77	16.16	13.02	19.63	20.33	21.1
C/A (mol)	0.377	0.183	0.123	0.121	0.092	0.351	0.150	0.204
C/F3(mol)	1.573	1.394	0.943	1.009	0.930	2.270	3.023	2.166

Química de rocha por F-RX

Amostra Un.	PI-437a Mp	PI-40 Mp	PI-419 Mpr	PI-443 Sie	PI-26b Sie	PI-429 Qmz-S	PI-8a Qmz-S	PI-270e(r) Qmz-S	PI-410 Qsie-N	PI-440 Qsie-N	PI-112AB Qsie-vein	PI-439 PI-439 duplicata
Rb	117	136	126	99.7	78.4	95.6	140	94.4	114	110	68.6	92.1
Sr	641		604	156		463		96.6	82.9	41.5	1028	464
Y	35.7	31.4	43.2	36.5	30.7	29.0		35.4	28.7	16.6	31.3	29.1
Zr	249	305	364	641	630	434		701	511	238	614	416
Nb	44.6	46.2	45.6	63.0	46.2	43.1		94.6	48.5	21.3	33.0	44.3
Cs	4.50	2.14	1.82	1.71	1.4	1.03		2.22	3.46	1.04	1.64	1.02
Ba	2912		3227	754		3061			404	158	7554	3060
La	65.8	74.9	97.5	126	93.6	84.4	165.4	92.6	172	193	133	82.8
Ce	129	147.0	166	218	186.0	162	388.5	194.0	259	308	216	159
Pr	13.9	16.3	18.4	22.9	21.5	16.4		21.3	24.0	27.5	21.6	16.2
Nd	54.5	57.9	70.0	84.9	73.4	63.2	188.7	71.9	81.6	85.5	78.3	62.7
Pm												
Sm	9.76	9.65	11.5	12.9	11.40	10.2	31.36	11.60	11.5	9.80	10.8	10.1
Eu	1.98	2.11	2.49	2.43	2.76	3.12	6.28	1.70	1.16	0.64	2.47	3.08
Gd	7.50	7.60	8.68	8.78	8.93	7.39	15.70	9.36	7.79	5.98	7.45	7.28
Tb	1.08	1.02	1.22	1.24	1.19	1.01		1.31	1.03	0.70	0.94	1.00
Dy	6.14	5.69	6.75	6.91	6.53	5.54	8.06	7.38	5.62	3.61	5.25	5.47
Ho	1.31	1.17	1.43	1.46	1.33	1.16	1.42	1.54	1.15	0.68	1.14	1.15
Er	3.55	3.16	3.77	3.93	3.61	3.04	2.86	4.18	3.08	1.84	3.20	3.02
Tm	0.51	0.45	0.51	0.53	0.52	0.42		0.61	0.42	0.23	0.46	0.41
Yb	3.41	3.03	3.29	3.57	3.48	2.71	1.74	4.01	2.80	1.52	3.30	2.69
Lu	0.50	0.45	0.49	0.55	0.54	0.41	0.22	0.62	0.44	0.23	0.53	0.40
Hf	6.33	9.31	9.00	14.9	12.70	10.0		14.1	13.8	6.10	15.5	9.55
Ta	4.57	2.26	3.92	3.71	1.42	1.91		2.08	2.70	1.00	3.91	2.89
Pb	20.2	19.80	21.7	21.3	15.90	16.5		17.50	22.2	20.7	19.4	16.6
Th	10.1	7.83	11.6	8.30	7.47	4.36		8.61	19.2	25.8	10.5	4.15
U	2.30	1.68	1.16	0.96	0.87	0.47		1.45	1.25	0.79	2.04	0.46

Analises de elementos-traço por ICP-MS

Amostra	PI-437a	PI-40	PI-419	PI-443	PI-26b	PI-429	PI-8a	PI-270e(r)	PI-410	PI-17	PI-440	PI-112AB
La	212.4	241.6	314.5	408.0	301.9	272.3	533.5	298.7	553.4	0.0	622.9	427.5
Ce	160.2	181.9	205.5	270.2	230.2	199.9	480.8	240.1	320.7	0.0	380.7	266.9
Pr	113.9	133.6	150.8	187.3	176.2	134.1	0.0	174.6	196.9	0.0	225.3	176.8
Nd	90.9	96.5	116.6	141.5	122.3	105.3	314.5	119.8	135.9	0.0	142.4	130.6
Pm												
Sm	50.0	49.5	59.2	66.0	58.5	52.5	160.8	59.5	59.0	0.0	50.3	55.2
Eu	26.9	28.7	33.9	33.0	37.6	42.5	85.5	23.1	15.8	0.0	8.7	33.5
Gd	29.0	29.3	33.5	33.9	34.5	28.5	60.6	36.1	30.1	0.0	23.1	28.8
Tb	22.9	21.5	25.7	26.1	25.1	21.2	0.0	27.6	21.7	0.0	14.8	19.9
Dy	19.1	17.7	21.0	21.4	20.3	17.2	25.0	22.9	17.5	0.0	11.2	16.3
Ho	18.3	16.3	19.9	20.3	18.5	16.2	19.8	21.4	16.0	0.0	9.5	15.9
Er	16.9	15.0	18.0	18.7	17.2	14.5	13.6	19.9	14.7	0.0	8.7	15.3
Tm	15.7	13.9	15.7	16.4	16.0	12.9	0.0	18.8	13.1	0.0	7.2	14.2
Yb	16.3	14.5	15.7	17.1	16.7	12.9	8.3	19.2	13.4	0.0	7.3	15.8
Lu	15.5	14.0	15.1	16.9	16.8	12.6	6.9	19.3	13.5	0.0	7.1	16.4
LaN/YbN	13.0	16.7	20.0		23.9	18.1	21.0	15.6				

Análises de ETR por ICP-MS

DOAÇÃO
<u>IGC-057</u>
Data: <u>07/05</u> / <u>08</u>

